



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

JEANDRO AUGUSTO VITORIO

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DOS ORTO-ANFIBOLITOS DA
BORDA LESTE DO ARCO MAGMÁTICO SANTA QUITÉRIA, PROVÍNCIA
BORBOREMA (NE BRASIL)**

CAMPINAS
2017

JEANDRO AUGUSTO VITORIO

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DOS ORTO-ANFIBOLITOS DA
BORDA LESTE DO ARCO MAGMÁTICO SANTA QUITÉRIA, PROVÍNCIA
BORBOREMA (NE BRASIL)**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO
TÍTULO DE MESTRE EM GEOCIÊNCIAS,
NA ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS
NATURAIS.**

ORIENTADOR: PROF. DR. TICIANO JOSÉ SARAIVA DOS SANTOS

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À
VERSÃO FINAL DA DISSERTAÇÃO
DEFENDIDA PELO ALUNO JEANDRO
AUGUSTO VITORIO, ORIENTADO
PELO PROF. TICIANO JOSÉ SARAIVA
DOS SANTOS.**

**CAMPINAS
2017**

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

V833g Vitorio, Jeandro Augusto, 1988-
Geoquímica e geocronologia dos orto-anfibolitos da borda leste do Arco
Magmático Santa Quitéria, Província Borborema (NE Brasil) / Jeandro Augusto
Vitorio. – Campinas, SP : [s.n.], 2017.

Orientador: Ticiano José Saraiva dos Santos.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Anfibolito. 2. Arco Magmático - Santa Quitéria (CE). 3. Geoquímica. I.
Santos, Ticiano José Saraiva dos, 1964-. II. Universidade Estadual de
Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Geochemistry and geochronology of ortho-amphibolites from the
eastern border of the Santa Quitéria Magmatic Arc, Borborema Province (NE Brazil)

Palavras-chave em inglês:

Amphibolite

Magmatic Arc - Santa Quitéria (CE)

Geochemistry

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora:

Ticiano José Saraiva dos Santos [Orientador]

Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

Caroline Penteado Natividade Moreto

Data de defesa: 28-08-2017

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

AUTOR: Jeandro Augusto Vitorio

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DOS ORTO-ANFIBOLITOS DA BORDA
LESTE DO ARCO MAGMÁTICO SANTA QUITÉRIA,
PROVÍNCIA BORBOREMA (NE BRASIL)**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Aprovado em: 28 / 08 / 2017

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos - Presidente

Profa. Dra. Carolina Penteado Natividade Moreto

Profa. Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

*A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora, consta no
processo de vida acadêmica do aluno.*

Campinas, 28 de agosto de 2017.

SÚMULA CURRICULAR

Natural de Americana (SP), graduou-se Bacharel em Geologia pela Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) em 2012, tendo apresentado trabalho dedicado ao mapeamento geológico de reconhecimento, petrografia e geoquímica de rochas metamórficas da região de Apuiarés (CE), Domínio Ceará Central da Província Borborema. Desenvolveu estudo da geologia estrutural associada ao manto intempérico do depósito de fosfato da Vale Fertilizantes (subsidiária da Vale S/A.) no Domo Alcalino de Catalão I (GO), pelo qual obteve certificação de pós-graduação de nível especialização pela Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) em 2013. De 2012 a 2014, atuou junto às equipes de geologia e hidrogeologia nos depósitos de fosfato residual das minas da Vale Fertilizantes na Província Alcalina do Alto Paranaíba (MG e GO). De 2014 até 2017 trabalhou com pesquisa mineral, sondagem, QA/QC e banco de dados geológicos na mina de fosfato da Vale Fertilizantes no Complexo Alcalino-carbonatítico de Jacupiranga (SP).

*“I wanted to give you everything,
But I still stand in awe of superficial things”*

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui a imena gratidão que reservo aos meus pais e minha irmã; a minha família, que são a parte mais importante da minha vida e que foram essenciais ao longo dessa jornada. Eu agradeço pelo amor, pelos ensinamentos, pelo apoio, pela atenção e, especialmente, pela paciência; espero poder retribuir.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Ticiano “Tici” José S. dos Santos, por ser um professor único, por ser uma pessoa amiga, disponível e dona de um bom humor inabalável, características que tornam fácil qualquer tipo de trabalho e relacionamento.

Agradeço aos grandes professores que tive durante a graduação e a pós-graduação, que me ensinaram, orientaram, e cuja contribuição para o trabalho a seguir é gigante. Também agradeço a todo corpo de funcionários do IG/UNICAMP que, por meio de suas atividades indispensáveis, apoiaram a execução desse trabalho e o fizeram possível. Em especial atenção, agradeço ao pessoal dos laboratórios, da biblioteca e da secretaria de pós-graduação.

Finalmente, agradeço aos meus grandes amigos, cuja companhia de sempre é um dos bons motivos da vida, em especial ao Andrey, Marcela e todos os *Icevlacas*.

Obrigado a todos!

RESUMO

Ao longo das margens orientais do Arco Magmático Santa Quitéria (AMSQ; Província Borborema, Nordeste do Brasil), ocorrências de orto-anfibolitos foram reconhecidas como corpos lenticulares ou como boudins de dimensões métricas, hospedados na sequência quartzo-pelítica-carbonática compreendida pelos xistos e paragneisses do Complexo Ceará. Estudos petrográficos revelam mineralogia essencialmente composta por hornblenda + plagioclásio + quartzo \pm rutilo \pm granada \pm clinopiroxênio \pm ortopiroxênio \pm magnetita. A classificação petrográfica proposta resultou na distinção de quatro grupos de rochas: anfibolitos, granada anfibolitos, clinopiroxênio-granada anfibolitos e retro-eclogitos. Análises geoquímicas permitiram classificar as rochas como basaltos e basaltos alcalinos (SiO_2 variando entre 45.09-52.00% e MgO entre 4.17-16.79% em peso) e de afinidade tholeiítica. Padrões de distribuição de elementos traços e terra raras para essas rochas são contrastantes com os padrões verificados para rochas que demonstram típica assinatura geoquímica de formação em ambientes ativos, a exemplo de anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria (AMSQ), a oeste. Os orto-anfibolitos hospedados pelo Complexo Ceará apresentam pronunciado padrão de fracionamento de elementos terra raras ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.50\text{-}6.83$), baixa razão Th/La (< 0.2) e enriquecimento em elementos imóveis e conservativos de alto campo que é condizente com fonte ígnea enriquecida. Anfibolitos relacionados à fase principal de colisão (620 Ma) apresentam padrão quase plano de distribuição de terra raras, anomalia negativa de Ce, alta razão Th/La (> 0.25) e empobrecimento em elementos imóveis e conservativos de alto campo, indicando altas taxas de fusão parcial de uma fonte mantélica empobrecida. Razões Th/Nb verificadas para os anfibolitos do Complexo Ceará ($\text{Th}_N/\text{Nb}_N = 0.70\text{-}1.05$) não evidenciam contaminação crustal, enquanto anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria mostram anomalia negativa de Nb e razões Th/Nb que condizem com contribuição crustal durante ascensão ou devido à formação em zona de subducção. Em diagramas de discriminação geotectônica, os anfibolitos hospedados pelo Complexo Ceará tendem a plotar no campo dos basaltos de ilhas oceânicas e comparações com os padrões verificados para ilhas modernas aponta similaridades. Anfibolitos relacionados ao arco plotam nos campos adequados. Datação U-Pb em zircão dos anfibolitos do Complexo Ceará resultou em idade de cristalização de 667 ± 16 Ma e idade de metamorfismo em 621 ± 9 Ma. Dados isotópicos são consistentes com a interpretação de rochas formadas em ambiente oceânico (ϵ_{Nd} positivo variando de +3.45 até +5.82; $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Sm}_{\text{DM}}$ 1.03-1.26 Ga). Anfibolitos relacionados ao magmatismo inicial do arco, cujos protólitos cristalizaram-se em aproximadamente 632 Ma, são derivados de evento de extração mantélica no Meso- ou Neoproterozóico, conforme sugerem dados de isótopos de Lu-Hf (ϵ_{Hf} positivo, variando de +5.00 até +7.78 e idades modelos $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Yb}_{\text{DM}}$ de 0.97-0.86 Ga). Anfibolitos cujo protólito foi gerado durante a fase

principal de colisão (~620 Ma) apresentam idades modelo Paleo- a Mesoproterozóicas e valores ϵ_{Nd} negativos. Esses dados sugerem existência e subducção de segmento de crosta oceânica Neoproterozóica durante os estágios iniciais de desenvolvimento e magmatismo no AMSQ (arco intra-oceânico Lagoa Caiçara). Magmas gerados durante a fase colisional principal derivaram importantes contribuições da crosta Paleo- a Mesoproterozóica que sofreu anatexia em função do envolvimento na colisão continental. Embora a colisão continental às margens ocidentais da Província Borborema esteja indisputavelmente estabelecida através de grande conjunto de dados geocronológicos, isotópicos e geobarométricos, esse trabalho apresenta o entendimento de que a orogenia Brasiliana/Pan-Africana nesse setor da Província Borborema é resultado de dois eventos tectônicos importantes, sendo o primeiro a subducção de crosta oceânica para noroeste, seguida da referida colisão continental, com polaridade para sudeste.

ABSTRACT

Along the eastern margins of the Santa Quitéria Magmatic Arc (SQMA; Borborema Province, NE Brazil), several occurrences of ortho-amphibolites have been recognized as concordant lenticular and boudin-shaped bodies of metric dimensions, hosted in the quartz-pelitic-carbonatic sequence comprised by schists, quartzites and paragneiss of the Ceará Complex. Petrographic studies reveal typical mineralogical assemblage composed by hornblende + plagioclase + quartz + rutile \pm garnet \pm clinopyroxene \pm orthopyroxene \pm magnetite. Proposed petrographic classification resulted in distinction of four groups of rocks: amphibolites, garnet amphibolites, clinopyroxene-garnet amphibolites and retrograde eclogites. Geochemical analyses of major elements provided grounds for protholith interpretation as basalts and alkali-basalts of tholeiitic affinities (SiO_2 varies between 45.09-52.00% wt. and MgO between 4.17-16.79% wt.). Immobile trace and rare earth elements patterns of distribution contrast greatly with the ones evaluated for ortho-amphibolites displaying the typical arc-type, hosted by diatexites to metatexites of the Santa Quitéria Complex, to the west. Ceará Complex hosted ortho-amphibolites present strong rare earth element fractionation patterns ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.50\text{-}6.83$), low Th/La ratio (< 0.2) and an enrichment in immobile and conservative HFSE that is consistent with a mantellic enriched source. Amphibolites related to the main phase of collision (620-590 Ma) display flat to slightly fractioned rare earth elements pattern ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.75\text{-}2.93$), negative anomalies of Ce, high Th/La ratios (> 0.25) and depletion in HFSE implying higher degrees of partial melting of depleted source. Th/Nb ratios evaluated for amphibolites from Ceará Complex ($\text{Th}_N/\text{Nb}_N = 0.70\text{-}1.05$) show little input from a crustal component, whereas Santa Quitéria Complex hosted arc-related amphibolites present with negative Nb anomaly and ratios that suggest strong fractionation between Th and Nb ($\text{Th}_N/\text{Nb}_N = 0.70\text{-}7.02$) due to subduction input and crustal contamination. In geotectonic discriminant diagrams, amphibolites hosted by the Ceará Complex tend to plot in fields reserved for oceanic island basalts and comparisons with rare earth elements patterns of distribution available in the literature confirm similarities. Arc-related amphibolites sampled for this study also plot accordingly. U-Pb zircon geochronology of amphibolites from Ceará Complex yields crystallization age of 667 ± 16 Ma and metamorphism in 621 ± 9 Ma. Nd isotopic systematics are consistent with interpretation of Neoproterozoic juvenile rocks formed in intra-oceanic settings ($\epsilon_{\text{Nd}} +3.45$ to $+5.82$; $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Sm}_{\text{DM}} 1.03\text{-}1.26$ Ga). Amphibolites related to early magmatic developments, crystallized at ca. 632 Ma, are derived from Meso- to Neoproterozoic mantellic extraction, as attested by Lu-Hf systematics ($\epsilon_{\text{Hf}} +5.00$ to $+7.78$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}_{\text{DM}} 0.97\text{-}0.86$ Ga). Amphibolites related to the magma generated during the main collisional phase present Paleo- to Mesoproterozoic model ages and negative ϵ_{Nd} values. These findings are consistent with a scenario of existence and subduction of Neoproterozoic oceanic crust during early

stages of arc development and magmatism (early Lagoa Caiçara intra-oceanic arc). Magmas generated during the main collisional phase derive important contributions from the Paleo- to Mesoproterozoic continental crust partially subducted. While the western continental collision of main phase (620-590 Ma) is undisputedly established by the available geochronological and isotopic data, this work proposes a new geotectonic understanding of the Brasiliano/Pan African orogeny in the northwestern Borborema Province.

LISTA DE FIGURAS

Parte I

Figura 1 - Localização da área de estudo e as principais vias de acesso.....	21
Figura 2 – Mobilidade de elementos traços..	28
Figura 3 - Comportamento de elementos químicos selecionados.	29
Figura 4 - Compartimentação tectônica da Província Borborema.	33
Figura 5 - Bloco Tectônico Norte da Província Borborema.	34
Figura 6 - Mapa geológico do Domínio Central Ceará.	38
Figura 7 - Mapa geológico da área de estudo.....	46
Figura 8 - Complexo Canindé do Ceará na área de estudo.	48
Figura 9 - Unidade Independência (Complexo Ceará) na área de estudo.....	50
Figura 10 - Petrografia de amostras selecionadas da Unidade Independência.	52
Figura 11 - Rochas do Complexo Santa Quitéria.....	54
Figura 12 - Afloramentos e modos de ocorrência dos anfibolitos.	56
Figura 13 – Associação de clinopiroxênio-granada e granada anfibolitos (TJJV-12A).	58
Figura 14 - Petrografia dos anfibolitos.....	59
Figura 15 – Afloramento de retro-eclogitos.....	60
Figura 16 - Retro-eclogitos hospedados pelo Complexo Ceará.	63
Figura 17 - Anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria.....	65
Figura 18 - Petrografia dos anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria.	66
Figura 19 - Elementos estruturais da área de estudo.	69
Figura 20 - Perfil A-A'.....	70
Figura 21 – Alguns elementos estruturais dúcteis e rúpteis da área de estudo.	71
Figura 22 - Texturas metamórficas em anfibolitos e retro-eclogitos.	75
Figura 23 – Quimiográficos, redesenhado de Bucher & Grapes (2011).	76
Figura 24 –Variação das normas Niggli fm (A), si (B), al (C) e alk (D) versus mg.....	81
Figura 25 – Diagramas de classificação de para- e orto-anfibolitos.	82
Figura 26 - A: Diagrama Nb/Y e Zr/Ti; B: diagrama AFM.....	84
Figura 27 - Classificação tectônica das amostras.....	87
Figura 28 - Comparação dos padrões de distribuição de elementos traços e REEs.....	90
Figura 29 – Dupla normalização do padrão de distribuição.....	90

Parte II

Figure 1 – Major features and structural domains of the Borborema Province.	101
Figure 2 – Geologic map.	104
Figure 3 – Photographies and micro-photographies.	105
Figure 4 – U-Pb geochronology (Ceará Complex amphibolites).	110
Figure 5 - U-Pb geochronology (Santa Quitéria Complex amphibolite).	111
Figure 6 - Mg-number vs. selected major element variation diagrams for the studied amphibolites.	115
Figure 7 - Rock classification and AFM diagrams	116
Figure 8 - Mg-number vs. Cr and other selected HFSE.	118
Figure 9 - Zr vs. Cr and other selected HFSE.	119
Figure 10 - The primitive mantle normalized patterns for studied amphibolites.	120
Figure 11 – Discriminant plots of selected immobile HSF elements.	127
Figure 12 – Geotectonic discriminant diagrams.	128
Figure 13 - MORB normalized REE diagrams for studied amphibolites.	129

LISTA DE TABELAS

Parte I

Tabela 1 - Coluna estratigráfica da área de estudo.	45
---	----

Parte II

Table 1 – Zircon U-Pb data for selected amphibolites.	131
Table 2 – Lu-Hf data for sample TJ-F5-258 (Santa Quitéria Complex).	132
Table 3 – Sm-Nd data for selected samples.	133
Table 4 – Whole-rock major and trace elements results.	134
Table 5 – Ratios of isotopic data and refractory and conservative elements for the studied rocks.	135

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABREVIATURAS PARA MINERAIS

Ab	Albita	Prl	Pirofilita
Acm	Acmita	Prp	Piropo
Act	Actinolita	Qtz	Quartzo
Adr	Andradita	Sil	Silmanita
Alm	Almandina	Spl	Espinélio
Aln	Alanita	Spr	Safirina
An	Anortita	Sps	Espessartina
And	Andaluzita	Srp	Serpentina
Ap	Apatita	St	Estaurolita
Arg	Aragonita	Tlc	Talco
Ath	Antofilita	Tr	Tremolita
Aug	Augita	Tsc	Tschermakita
Bt	Biotita	Wo	Wollastonita
Cal	Calcita	Zo	Zoizita
Cam	Ca-anfibólio	Zrn	Zircão
Chl	Clorita		
Cld	Cloritóride		
Cpx	Ca-clinopiroxênio		
Crd	Cordierita		
Czo	Clinozoizita		
Di	Diopsídio		
Dol	Dolomita		
Ed	Edenita		
En	Enstatita		
Ept	Epidoto		
Fld	Feldspato		
Gln	Glaucofano		
Grs	Grossulária		
Grt	Granada		
Hbl	Hornblenda		
Hd	Hedenberguita		
Ilm	Ilmenita		
Jd	Jadeita		
Kfs	Feldspato potássico		
Ky	Cianita		
Lmt	Laumonita		
Lws	Lawsonita		
Mag	Magnetita		
Msc	Muscovita		
Oam	Orto-anfibólio		
Ol	Olivina		
Omp	Onfacita		
Opx	Ortopiroxênio		
Phe	Fengita		
Phl	Flogopita		
Plg	Plagioclásio		
Pmp	Pumpelita		

OUTRAS SIGLAS (EM INGLÊS)

<i>BABB</i>	back-arc basin basalt
<i>FEZ</i>	Forquilha Eclogitic Zone
<i>HFSE</i>	high field strength elements
<i>IAT</i>	island arc tholeiites
<i>LILE</i>	large ion lithophile elements
<i>MORB</i>	mid-ocean ridge basalts
<i>E-MORB</i>	mid-ocean ridge basalts, enriched segments
<i>N-MORB</i>	mid-ocean ridge basalts, normal segments
<i>OFB</i>	ocean floor basalts
<i>OIB</i>	oceanic island basalts
<i>REE</i>	rare earth elements
<i>HREE</i>	heavy rare earth elements
<i>LREE</i>	light rare earth elements
<i>UHP</i>	ultra-high pressure

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
1.1 – APRESENTAÇÃO.....	19
1.2 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	20
1.3 – JUSTIFICATIVAS DO TRABALHO	22
1.4 – OBJETIVOS DO TRABALHO	24
1.5 – MÉTODOS DE TRABALHO.....	25
1.6 – SÍNTESE DE CONCEITOS SOBRE MOBILIDADE DE ELEMENTOS EM SISTEMAS GEOQUÍMICOS	26
PARTE I.....	32
2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL.....	33
2.1 – PROVÍNCIA BORBOREMA	34
2.2 – DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL	35
2.2.1 – Núcleos arqueanos e o embasamento paleoproterozóico.....	36
2.2.2 – Supracrustais neoproterozóicas.....	39
2.2.3 – Complexo Santa Quitéria e granitoides Brasileiros	42
2.3 – GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	43
3. GEOLOGIA LOCAL.....	45
3.1 – COMPLEXO CANINDÉ DO CEARÁ	47
3.2 – UNIDADE INDEPENDÊNCIA (COMPLEXO CEARÁ).....	49
3.3 – COMPLEXO SANTA QUITÉRIA	53
3.4 – ANFIBOLITOS	55
3.4.1 – Anfibolitos hospedados na Unidade Independência (Complexo Ceará)	55
3.4.2 – Retro-eclogitos hospedados pelo Complexo Ceará	60
3.4.3 – Anfibolitos hospedados no Complexo Santa Quitéria	64
4. DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO.....	68
4.1 – GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL	68
4.2 – METAMORFISMO NOS ANFIBOLITOS	71
4.2.1 – Metamorfismo nos anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria	72
4.2.2 – Metamorfismo nos anfibolitos hospedados pelo Complexo Ceará.....	73
4.2.3 – Metamorfismo nos retro-eclogitos hospedados pelo Complexo Ceará	77
5. PETROGÊNESE.....	79
5.1 – IDENTIFICAÇÃO DO PROTÓLITO	79
5.2 – CLASSIFICAÇÃO MAGMÁTICA.....	83

5.3 – CLASSIFICAÇÃO TECTÔNICA (PEARCE, 2008)	85
5.3.1 – Método	85
5.3.2 – Resultado.....	86
5.3.3 – Discussões.....	91
5.3.4 – Comparação com a Faixa Eclogítica de Forquilha	92
PARTE II.....	94
6. GEOCHEMISTRY AND TECTONIC IMPLICATIONS OF META-MAFIC ROCKS FROM THE EASTERN BORDER OF THE SANTA QUITÉRIA MAGMATIC ARC, PROVINCIA BORBOREMA, (NE BRAZIL).....	95
6.1. Introduction.....	95
6.2. Geological setting and petrography.....	97
6.2.1. Central Ceará Domain of the Borborema Province.....	97
6.2.2. Field setting and petrography of the metamafic rocks	101
6.3. Sampling, preparation and laboratory techniques.....	105
6.3.1. Sampling and alteration	105
5.3.2. Geochemical analysis	105
6.3.3. Sm-Nd data	106
6.3.4. U-Pb and Lu-Hf data	106
6.4. Results.....	108
6.4.1. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes	108
6.4.1.1. Ceará Complex amphibolites	108
6.4.1.2. Santa Quitéria amphibolites	110
6.4.2. Nd isotopes	111
6.4.3. Lithogeochemistry	112
6.4.3.1. Major oxides and general classification trends	112
6.4.3.2. Trace elements distribution patterns	115
6.5. Discussion.....	120
6.5.1. Trace element mobility.....	121
6.5.2. Ceará Complex amphibolites: mantle source and tectonic setting	122
6.5.3. Genesis of Santa Quitéria amphibolites.....	129
Tables	130
7. PARTE III: CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	136
8. REFERÊNCIAS.....	141
APÊNDICE I – Resultados analíticos.....	152
APÊNDICE II – Normas Niggli calculadas	156
APÊNDICE III – Outros diagramas importantes.....	157

1. INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

Esse trabalho reúne, organiza e interpreta, de forma objetiva, conjunto de informações geológicas obtidas acerca de um conjunto de rochas metamórficas de alto grau, de filiação máfica, provenientes do da borda leste do Arco Magmático Santa Quitéria (Domínio Ceará Central, Província Borborema).

Respeitando as normas expostas pelo referido programa de pós-graduação, o trabalho estrutura-se em três seções principais, denominadas *partes*, que contribuem de maneira indispensável e equivalente para realização dos objetivos propostos pelo trabalho.

A *Parte I* encontra-se dividida em cinco tópicos principais, a saber: (i) Geologia Regional, (ii) Geologia Local, (iii) Deformação e Metamorfismo e (iv) Petrogênese. Sob o primeiro tópico (i) são discutidas informações acerca do arcabouço regional da área de estudo, dentro do contexto da Província Borborema. No tópico seguinte, são feitas descrições pertinentes sobre a geologia local, baseada em dados de campo e descrição petrográfica das amostras metamáficas. O terceiro tópico é reservado para apresentação de breves informações resultantes da etapa de campo e de petrografia e que se referem à geologia estrutural e metamorfismo da área de coleta das amostras estudadas. O último tópico dedica-se à classificação das rochas estudadas segundo princípios e critérios ígneos mais difundidos na literatura. Propõe-se ainda a esboçar paralelos de comparação entre o comportamento geoquímico avaliado para as rochas estudadas e as rochas geradas em ambiente oceânico e colisional.

A segunda parte do trabalho foi redigida em inglês, segundo padrão de artigo científico, para posteriormente ser submetida para publicação em periódico internacional de ampla circulação, com o título “*Geochemistry and tectonic implications of meta-mafic rocks from the eastern border of the Santa Quitéria magmatic arc, Borborema Province (NE Brazil).*” Além de resgatar e enumerar as evidências e critérios de campo, petrográficos e geoquímicos mais importantes expostos na parte anterior, a *Parte II* traz alguns subsídios de geocronologia (U-Pb em zircão e Sm-Nd e Lu-Hf em rocha total) e geologia isotópica (isótopos de Nd, Sr e Hf em rocha total) que complementam e confirmam ideias prévias. O manuscrito, conforme apresentado aqui, ainda carece de melhorias consideráveis em termos de forma e conteúdo antes da submissão.

A última parte do trabalho é reservada para as considerações finais, em termos de conclusão de ideias e recomendações futuras de investigação.

1.2 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A região estudada insere-se no contexto do setor dos sertões centrais do Ceará (NE do Brasil), localizada na porção centro-oeste do estado, englobando, mas não limitada, aos municípios principais de Irauçuba, Santa Quitéria, Canindé, Tejuçuoca e Sobral (*Figura 1*). Outros distritos e/ou localidades abrangidos e relevantes para localização em campo, são: Juá (distrito de Irauçuba), Aracatiaçu e Taperuaba (distritos de Sobral) e Caxitoré (distrito de Tejuçuoca).

A localidade de Juá, tida como centro aproximado da área estudada, situa-se às margens da estrada estadual carroçável designada CE-253 e dista cerca de 180 km de Fortaleza. O acesso principal à Juá é facultado pela rodovia federal BR-222, a partir de Fortaleza até a sede do município de Irauçuba (155 km de Fortaleza), seguindo por estrada vicinal que parte da área urbana.

O acesso ao distrito de Taperuaba, na porção sul da área de estudo, é feito pela BR-020 (Brasília – Fortaleza) a partir de Fortaleza até a sede do município de Canindé, de onde rumase para oeste via CE-257 (com sentido e destino à Santa Quitéria, cujo acesso principal é o aqui descrito). A partir da interseção da CE-257 com a CE-326, chega-se à Taperuaba em aproximadamente 25 km (sentido Sobral).

Em linhas gerais a área de estudo descreve um polígono retangular, limitado pelas seguintes coordenadas UTM da Zona 24S: 9.515.000 m N (limite sul), 9.580.000m N (limite norte), 395.000 m W (limite leste) e 420.00 m W (limite oeste; *Figura 1*).

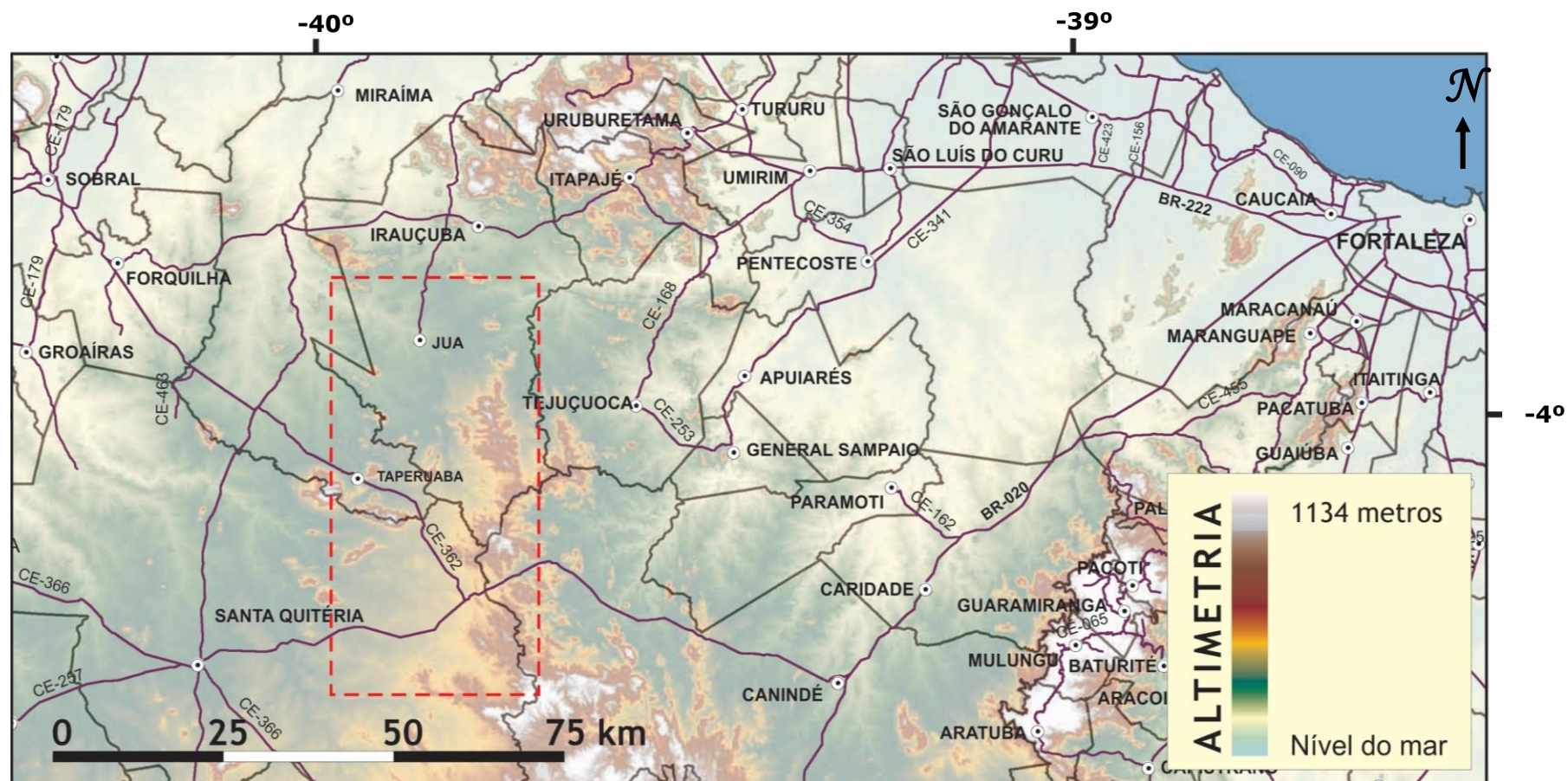


Figura 1 - Localização da área de estudo (destacada pelo polígono tracejado em cor vermelha) e as principais vias de acesso. Modificado de IPECE (2007).

1.3 – JUSTIFICATIVAS DO TRABALHO

O arcabouço geológico da Província Borborema (NE do Brasil) compreende um conjunto de segmentos crustais ou domínios, aos quais foram atribuídas denominações de conotação diversa (terrenos, maciços, blocos, etc.), cuja formação deu-se de maneira independente ou mesmo isolada, atualmente justapostos por zonas de cisalhamento de escala transcontinental (Arthaud *et al.*, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008).

Segundo Brito Neves *et al.* (2000), e sob a luz do atual entendimento da formação da Província Borborema, esses segmentos crustais, ou domínios, foram amalgamados no Neoproterozóico, durante o evento tectônico-magmático Brasileiro-Pan Africano (Almeida, 1977; Almeida *et al.*, 1981), que teve como resultado a formação do Supercontinente Gondwana.

Levantamentos geológico-estruturais auxiliados por geoquímica, geocronologia e dados isotópicos possibilitaram proposição de modelos evolutivos distintos para os componentes da Província Borborema (Brito Neves *et al.*, 2000; Van Schmus *et al.*, 2008), além de facultar regimes comparativos, sobretudo com os processos responsáveis pela estruturação da parte oeste do continente Africano.

No entanto, até o princípio da década passada, uma série de incertezas, brevemente sumarizadas por Brito Neves *et al.* (2002), se interpunham à síntese da evolução Pré-Cambriana da Província Borborema e às correlações acerca da evolução do Gondwana Ocidental. A ausência “de uma série de eventos Pan-Africanos (0,73-0,70 Ga)” ao norte do Lineamento de Patos, apontada pelos referidos autores como um dos principais obstáculos à reconstrução geotectônica, seria eliminada com o trabalho de Fetter *et al.* (2003), a partir de proposição formal de um arco magmático continental de idade Neoproterozóica na área do Complexo Santa Quitéria.

Apesar do consenso acerca da posição do arco magmático, diferente interpretação surgiu no tocante à vergência da subducção: ao contrário de Fetter *et al.* (2003), Castro (2004) sugeriu sentido de subducção para NW, relatando ocorrência retro-eclogitos no setor a sudeste do arco (região de Itataia-Itatira/CE).

Trabalhos subsequentes empreendidos na margem noroeste do arco magmático, dos quais destacam-se os de Santos *et al.* (2009), Ancelmi *et al.* (2013) e Ancelmi *et al.* (2015), trariam suporte à polaridade indicada por Fetter *et al.* (2003), ao definirem uma assembleia de rochas submetidas ao alto grau de metamorfismo (Santos *et al.*, 2015), incluindo entre seus

representantes, rochas de UHP dadas por retro-eclogitos máficos inicialmente interpretados como remanescentes de crosta oceânica.

Por outro, a ausência de feições ofiolíticas típicas e comportamento geoquímico de rochas de arco magmático, como atesta Amaral *et al.* (2011), e a idade de cristalização do protólito máfico há aproximadamente 1,5 Ga (Amaral *et al.*, 2015), inviabilizaram a interpretação de remanescentes de crosta oceânica consumida com a colisão continental. Santos *et al.* (2015) situariam a idade de eclogitização do protólito em 614.9 ± 7.9 Ma.

Em estudo geofísico recente, Padilha *et al.* (2014) descrevem quadro evolutivo em que um arco de ilhas associado ao desenvolvimento de subducção de polaridade noroeste, colide com a margem passiva continental, momento a partir do qual assistiu-se a inversão da polaridade da subducção e a quebra do assoalho (*slab break off*) previamente subductado.

Tendo-se em vista a síntese proposta por Padilha *et al.* (2014), o presente estudo encontra justificativa no fato de que, diferentemente das rochas metamáficas da borda oeste, cuja petrogênese foi determinada e datação está disponível, as rochas da borda leste ainda não têm suas características geológicas bem definidas, sobretudo no que se refere à assinatura geoquímica, que pode auxiliar na identificação de possíveis segmentos ofiolíticos ou confirmar gênese em regime de arcos e na geocronologia dos fenômenos envolvidos na estruturação da região.

1.4 – OBJETIVOS DO TRABALHO

Em linhas gerais, o presente trabalho tem como proposta a comparação de rochas metamáficas encontradas hospedadas nos Complexo Santa Quitéria e Ceará, em termos de suas características geológicas, sobretudo geoquímicas e de geocronologia. Como objetivos específicos, citam-se:

- 1) Identificação das rochas máficas hospedadas pelo Complexo Santa Quitéria e pela Unidade Independência do Complexo Ceará.
- 2) Determinação de suas relações geométricas e de contato.
- 3) Identificação da paragênese metamórfica e, caso aplicável, do pico metamórfico.
- 4) Classificação das rochas e identificação da série magmática do protólito, assinatura e padrões de distribuição de elementos maiores, traços e terras-raras.
- 5) Classificação geotectônica do protólito, a partir da geoquímica de elementos imóveis.
- 6) Identificação da (s) fonte (s) do magma que originou o protólito a partir de geoquímica de isótopos de Sm/Nd de amostras selecionadas.
- 7) Datação da idade de cristalização pelo método U/Pb em zircão de amostras selecionadas.

1.5 – MÉTODOS DE TRABALHO

Em sua etapa inicial, o trabalho consistiu de levantamentos de campo, com enfoque geológico-estrutural e coleta de amostras da área de estudo. Teve como bases cartográficas principais o Mapa Geológico do Estado do Ceará 1:500.000 (Cavalcante *et al.*, 2003), a Carta Geológica da Folha Irauçuba SA.24Y-D-V (Souza Filho *et al.*, 1999) e Mapa Geológico das Folhas 1:100.000 de Tapera SB-24-V-B-II e Itatira SB-24-V-B-V (Castro, 2004).

Foi realizado levantamento estrutural, reconhecendo as principais feições geológicas regionais de caráter dúctil e/ou rúptil. Do conjunto de pontos visitados ($n = 215$), para cerca de um terço dos pontos existe informação estrutural catalogada (foliações, lineações e, em menor número, orientação cinemática).

A coleta das amostras para petrografia (31 amostras), análises geoquímicas (45 amostras; sendo 34 anfibólitos e as restantes de migmatitos Lagoa Caiçara e xistos do Complexo Ceará) e geocronologia (duas datadas) também ocorreu. O trabalho de preparação das amostras para sua respectiva finalidade ficou condicionada a critérios de prioridade, levantados em campo e que refletem a provável importância da unidade/afloramento/amostra para os objetivos apresentados anteriormente, isto é, nem todas as amostras coletadas (com exceção da geoquímica de rochas metabásicas) foram preparadas.

A preparação das lâminas ($n = 26$; seções delgadas) para petrografia ocorreu na Universidade de São Paulo (USP), enquanto a descrição petrográfica foi feita nas dependências do IGe/UNICAMP. Embora avalie-se como muito importante o controle que a petrografia pode trazer sobre o entendimento do comportamento geoquímico apresentado pelas rochas, deu-se prioridade para confecção de lâmina das amostras menos alteradas em campo.

A preparação física das amostras para análises geoquímicas se deu no Laboratório de Preparação de Amostras do IGe/UNICAMP, com uma fase de britagem e duas de pulverização (a primeira em moinho de bolas de ágata e segunda em moinho de anéis de ágata), para assegurar que a granulometria ideal fosse atingida.

A preparação dos analitos, pastilhas de vidro e prensada e a solução resultante da digestão das alíquotas pulverizadas, empregados respectivamente na determinação de elementos maiores e menores via fluorescência de raios-X e traços via ICP-MS, foi realizada nos Laboratórios de Geoquímica Analítica e Geologia Isotópica do IGe/UNICAMP e seguiu os procedimentos descritos por Vendemiatto & Enzweiler (2001), Cotta & Enzweiler (2012) e Enzweiler & Vendemiatto (2013).

Para obtenção dos dados U-Pb em zircão (datação), a preparação física das amostras foi empreendida nas dependências de preparação do Laboratório de Geologia Isotópica do IGe/UNICAMP. As análises isotópicas de U e Pb em zircão foram feitas no Laboratório de Geologia Isotópica do IGe/UNICAMP e no Laboratório de Geocronologia, Geodinâmica e Estudos Ambientais, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB).

Análises isotópicas de Sm-Nd, Lu-Hf e Sr também foram conduzidas no Laboratório de Geocronologia, Geodinâmica e Estudos Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), usando parte das mesmas alíquotas pulverizadas empregadas na determinação geoquímica feita no IGe/UNICAMP. Descrição mais detalhada dos métodos isotópicos pode ser consultada na **PARTE II** desse trabalho, na seção dedicada aos métodos analíticos.

1.6 – SÍNTESE DE CONCEITOS SOBRE MOBILIDADE DE ELEMENTOS EM SISTEMAS GEOQUÍMICOS

Asserções acerca de tendências de evolução magmática são significativas quando aplicadas a um conjunto de rochas cogenéticas. Para algumas amostras estudadas, a grande dispersão dos resultados geoquímicos apresentados a seguir indica perturbações metamórficas no sistema geoquímico. No entanto, eliminadas as anomalias de origem evidentemente metamórfica, paralelos de correlação entre amostras possivelmente cogenéticas podem ser traçados.

Por definição, metamorfismo é o conjunto de alterações químicas que ocorrem, em *estado sólido*, numa determinada rocha, denominada protólito, alterando sua composição mineral e sua textura. O conjunto de alterações resultantes nas rochas é, portanto, prontamente identificado pela observação da paragênese mineral e de texturas que evidenciam as reações de equilíbrio químico de ajuste às novas condições de temperatura, pressão e de regimes fluídos. As reações químicas envolvidas nesse processo, no entanto, não são evidentes ou facilmente identificáveis.

Para o caso de rochas metabásicas, conforme afirmam Bucher & Frey (2002), as principais reações do metamorfismo progressivo manifestam-se por processos de desidratação dos minerais, enquanto, em trajetória retrometamórfica o inverso predomina, isto é, reações de hidratação das paragêneses de mais alto grau. Os fluidos inseridos no sistema ou gerados e extraídos durante metamorfismo têm papel decisivo na composição química da rocha, pois podem facultar a inserção ou mesmo a retirada de elementos ou compostos em solução. A

adição ou extração de componentes químicos pode ocasionar a obliteração da *assinatura geoquímica* e afetar métodos de classificação geológica ou geoquímica, diminuindo sua assertividade ou mesmo inviabilizando-a.

A *Figura 2A*, modificada de Pearce (1983), ilustra a assinatura geoquímica de uma rocha ígnea hipotética, em termos de um conjunto de elementos menores ou traços, dos quais destacam-se os elementos de grande raio atômico (*large ion lithophile elements* ou *LILE*) e os elementos de alto-campo (*high field strength elements* ou *HFSE*), gerada a partir de baixas taxas de fusão de um manto primitivo composto por granada lherzolitos. No eixo das ordenadas, os elementos estão organizados em uma escala absoluta de 1° a 15°, que indica o grau de compatibilidade (*D*), da maior para menor, respectivamente, com o referido manto de origem. Em linhas gerais, a maior parte do conjunto dos elementos selecionados apresenta baixa ou média compatibilidade ($D < 1$), implicando que o referido conjunto tem partição preferencial pelo líquido fundido e é, portanto, designado conjunto dos *elementos incompatíveis*.

Na *Figura 2B*, o mesmo conjunto de elementos da *Figura 2A* são considerados mediante apresentação de seu potencial iônico, resultado da razão entre sua carga eletrônica (*Z*) e o raio atômico (*r*). Elementos de baixo potencial iônico são usualmente móveis, enquanto maiores potenciais iônicos tendem a corresponder aos elementos mais estáveis à mobilização em soluções aquosas. O conjunto dos *LILE* apresenta baixo potencial iônico e, portanto, tratam-se de elementos móveis durante reações metamórficas em rochas básicas. O conjunto de *HFSE*, com atenção especial ao Ta, Nb, Zr, Hf e REE mostram potenciais iônicos médios a altos, indicando que se tratam de fases elementais pouco afetadas pelos fluidos aquosos que predominam em reações metamórficas de rochas básicas.

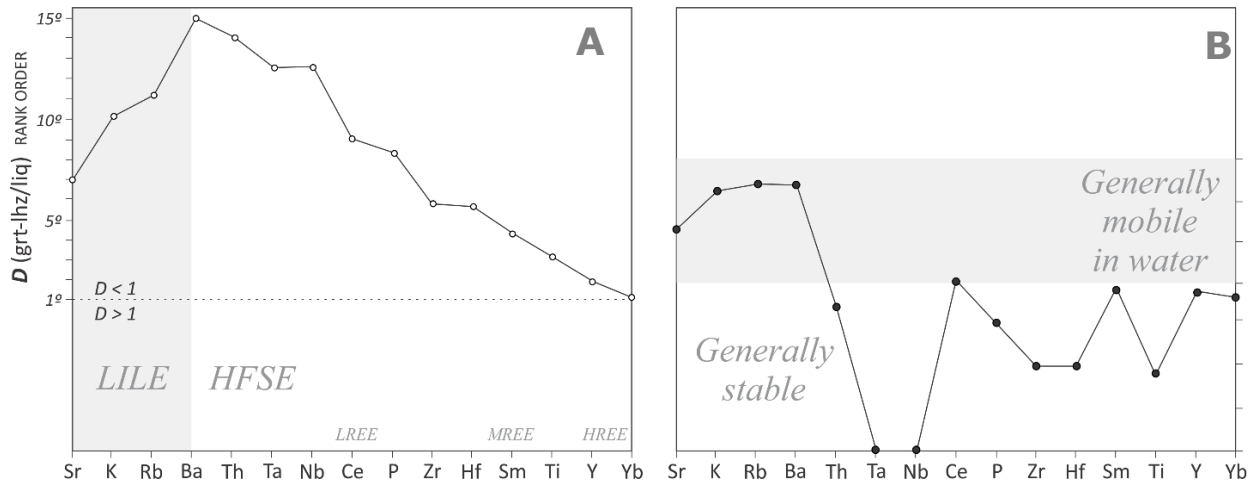


Figura 2 – Mobilidade de elementos traços. A. Coeficientes de distribuição de elementos selecionados (ordenados segundo grandeza absoluta, do maior para o menor) entre granada ilmenitos (manto) e magma (resultado de baixa taxa de fusão parcial); B. Potencial iônico de elementos selecionados, com destaque para campos de mobilidade em solução aquosas. Figura redesenhada de Pearce (1983).

Convenientemente, os *HFSE* podem, portanto, ser compreendidos como elementos incompatíveis e imóveis, sobre os quais são negligenciáveis os efeitos dos sucessivos eventos de hidratação e rehidratação ocasionados pelo metamorfismo.

Nas zonas de subducção, em adição aos fluídos aquosos, elementos químicos podem ser seletivamente afetados por fluídos resultantes da fusão da litosfera em subducção. Nesse contexto, conforme indica a *Figura 3A*, a maior parte dos elementos *HFSE* e *HREE* mantêm-se imóveis frente fluidos aquosos, mas são gradualmente assimilados por fluídos fundidos (*Figura 3B*). A assimilação desses elementos presentes na litosfera em subducção às fases fluídas aquosa e fundida é determinante na assinatura do magma de arcos magmáticos e na reintegração seletiva de elementos ao manto. Por essa razão, elementos facilmente solubilizados pelos fluídos aquosos e fundidos são preferencialmente associados ao magma gerado, enquanto elementos mais inertes a essa dinâmica de solubilização são reintegrados ao manto, na medida em que a litosfera é subductada. Observação da *Figura 3* corrobora com a interpretação amplamente difundida e aceita de que rochas ígneas geradas em ambientes ativos tendem a apresentar enriquecidas em elementos como Ba, Rb, K, Cs, Pb, Sr, U, Th, entre outros (Gast, 1968; Jakes & White, 1969; Jakes & Gill, 1970; Hawkesworth *et al.*, 1994; Hawkesworth *et al.*, 1997), enquanto mostram-se empobrecida no conjunto geral de *HFSE*, em especial Nb e Ta (Hofmann *et al.*, 1986; Hofmann, 1988; Green, 1995; Baier *et al.*, 2008).

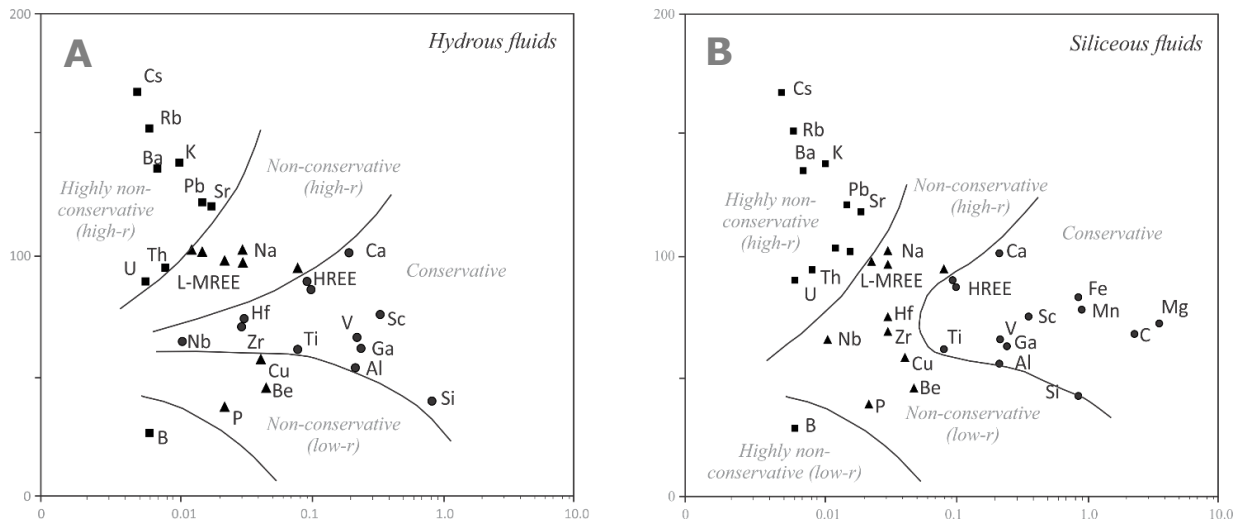


Figura 3 - Comportamento de elementos químicos selecionados em sistemas de subducção em função do raio iônico e coeficientes de partição entre manto/magma para A. fluidos aquosos e B. fluidos fundidos. Redesenhado de Pearce & Peate (1995).

Em função da complexidade dos fenômenos metamórficos e das zonas de subducção, outras características físico-químicas (estado de oxidação, por exemplo) e aspectos do meio físico e fluido envolvidos (temperatura, pressão e TDL, por exemplo) desempenham papel importante na determinação da solubilidade desses elementos. Apesar do potencial iônico prever assertivamente a solubilização em fluidos aquosos, exceções ocasionadas por alterações no estado físico-químico não são raridade, como é o caso do importante elemento cério (Ce).

As Figuras X e X prevêm que o cério, um REE (e também um HFSE, em termos de estrutura e valência atômica), seja incompatível, marginalmente mobilizado por soluções aquosas, grandemente por mobilizado fundidos silicáticos e que, conseqüentemente, apresente-se enriquecido na assinatura geoquímica de rochas geradas em ambientes ativos. No entanto, a premissa só é válida para o cério em seu estado de oxidação predominante, o Ce^{+3} . Caso ocorra sua oxidação para estado Ce^{+4} , o elemento torna-se imóvel e inerte aos eventos de solubilização e mobilização decorrentes do avanço do metamorfismo ou das dinâmicas de geração de magma em zonas de subducção. Como resultado, magmas gerados em ambientes ativos com contribuição de uma litosfera contendo cério oxidado, tendem a apresentar distintiva anomalia negativa de cério (Schreiber *et al.*, 1980; Baar *et al.*, 1993; Hole *et al.*, 1984; Othman *et al.*, 1989; Shimizu *et al.*, 1992; Class & Roex, 2008).

Estudos comparativos práticos e de revisão (Elliot, 1973; Humphris & Thompson, 1978; McCarthy & Kable, 1978; Gélinais *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1982; Rudnick *et al.*, 1985; Hermann *et al.*, 2006; Zheng, 2009; Zheng *et al.*, 2011; Xiao *et al.*, 2012; Zheng, 2012) e experimentais (Pearce & Norry, 1979; Manning, 2004; Kessel *et al.*, 2005; Hermann *et al.*,

2013), dedicados à compreensão dos fluidos envolvidos nas transformações metamórficas de rochas ígneas e sedimentares durante metamorfismo, bem como dinâmicas de fluidos em zonas de subducção, facultaram a utilização desse conjunto de elementos (Nb, Ta, Zr, Y, Ti, *HREE*), denominados *imóveis*, em diagramas de discriminação geotectônica aplicados às rochas metamórficas, com vistas à definição da petrogênese de seus protólitos.

As idéias apresentadas nos parágrafos anteriores constituem embasamento para o tratamento dos dados geoquímicos a se empreendidos ao longo desse trabalho. Nos próximos parágrafos é detalhada uma revisão com foco nas variações da concentração química em termos de rocha total devido ao metamorfismo.

Em avaliação geoquímica comparativa de elementos maiores na transição entre gabros e seus pares metamórficos, Elliot (1973) demonstrou que a concentração de TiO_2 , MgO , MnO , Na_2O e ferro total não variava entre os gabros e anfibólitos. Devido às limitações associadas à técnica na época, o autor assume que Al_2O_3 provavelmente se conservou. Os teores de K_2O , P_2O_5 , Fe_2O_3 , H_2O , FeO e CaO se alteraram: para os três primeiros óxidos e água, houve um incremento na concentração com metamorfismo, enquanto houve empobrecimento nos teores dos dois últimos óxidos.

Humphris & Thompson (1978) compararam a concentração de traços em *pillow lavas* alteradas em fácies xisto verde pela ação de fluidos hidrotermais, com rochas não alteradas, da Dorsal Meso-Oceânica do Atlântico. Reportaram que Sr, Ca, Cu, Fe, B, Li, Ba, Mn e Co apresentaram comportamento evidentemente não-conservativo e que V, Y, Zr e Cr não foram afetados pela alteração.

Gélinas *et al.* (1982) e Ludden *et al.* (1982) apresentam em estudo comparativo similar aos anteriores, mas com escopo maior de elementos, envolvendo inclusive *REEs*, e tendo como substrato uma suíte arqueana de *pillow lavas* (*Greenstone Belt* do Abitibi), de tendências tanto tholeiíticas quanto cálcio-alcalinas, com registro de metamorfismo progressivo de fácies prehnita-pumpelita até xisto verde superior (transição para fácies anfibólito). Os autores relatam conservação em teores de TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , Al_2O_3 , S e H_2O . Para o caso do MgO e ferro total, há não-conservação, mas a razão magnésio/ferro não se alterou em dois quintos das amostras estudadas. Em relação aos elementos traços, Zr, Y e o conjunto dos *REEs* não demonstram alteração significativa em seus teores. Os traços Rb, Ba e Sr demonstraram alterações significativas na composição da rocha total em todos os estágios de metamorfismo registrados.

Em estudo de revisão e comparação, Rudnick *et al.* (1985) afirmam que a composição de *LILEs* (K, Rb, Th e U) em rochas metamórficas de fácies granulito frequentemente mostra

alterações quando comparada ao protólito. O trabalho de Xiao *et al.* (2012), que abordou o comportamento e mobilidade de elementos em zonas de subducção, comprovaria a tese dos autores anteriores (Rudnick *et al.*, 1985), ao relacionarem a estabilidade de muscovita com a conservação de *LILEs*.

Xiao *et al.* (2012) demonstram que é esperada a conservação nos teores de K, Rb, Cs e Ba em rochas que contenham muscovita, um mineral de persistente estabilidade, mesmo sob condições de alto grau metamórfico. Dessa maneira, pontuam os autores, rochas metassedimentares podem apresentar teores conservativos dos referidos elementos, ao passo que os basaltos, cuja composição não compreende muscovita, não teriam os teores conservativos. Finalizam afirmando que Pb e Sr são elementos móveis tanto em rochas ortoderivadas, quanto paraderivadas.

Hermann *et al.* (2006) afirmam que os fluídos liberados durante metamorfismo sob condições das fácies eclogito e xisto azul contém quantidades moderadas de *LILEs*, Sr e Pb, mas não transportariam quantidades significativas de REE, U ou Th. Hermann *et al.* (2013), em estudos experimentais de determinação de equilíbrio entre fases fluídas geradas pelo metamorfismo progressivo em zonas de subducção, notam que o transporte de massas efetuado pelos referidos fluidos tem papel importante na longa diferenciação geoquímica do planeta, uma vez que, seletivamente, forçam a reciclagem de elementos como K, Ba, Rb, Sr, Pb e U em rochas juvenis, simultaneamente à reincorporação de elementos como Y, Zr e Nb ao manto durante subducção.

Pearce & Norry (1979) afirmam que Ti, Y, Zr e Nb não seriam transportados por fluídos aquosos, a menos que houvesse grande atividade de íons F^- na solução fluída. Manning (2004) discutindo a natureza dos fluídos metamórficos em zonas de subducção concluem, após apresentar dados reais de fluídos coletados nas margens convergentes situadas na Costa Rica e nas Ilhas Izu-Bonin e Marianas, que sua composição é marcada pela presença de alumínio e cálcio, com magnésio e ferro em proporções subordinadas. Cloro e CO_2 são fases importantes registradas, mas flúor não teria presença significativa.

Em série de estudos próprios e de revisão, considerando o regime de metamorfismo, de fluídos e de transporte de elementos em zonas de subducção continental, Zheng e co-autores (2009; 2011; 2012) discutem, sob a luz de numerosas evidências, o desacoplamento geoquímico que ocorre entre as fases fluídas, inclusive aquosas, e elementos tidos como solúveis durante o metamorfismo de alto grau de rochas básicas em zonas de subducção. Os autores favorecem ideia de que *LILEs* e *LREEs* tendem a ser mobilizados, enquanto *HFSEs* e *HREEs*, por sua vez, preservados em concentrações próximas às do protólito.

PARTE I

2.1 – PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema é um cinturão orogênico de idade neoproterozóica, cuja estruturação deu-se durante o Ciclo Brasileiro (Almeida, 1977; Almeida *et al.*, 1981). Entretanto, como reconhecem diversos autores (Pessoa *et al.*, 1986; Van Schmus *et al.*, 1995; Fetter, 1999; Fetter *et al.*, 2003), seria também formada por blocos crustais mais antigos, de idade arqueana a mesoproterozóica, para os quais sugere-se evolução geotectônica distinta. Dados isotópicos auxiliados por mapeamento geológico e critérios estruturais possibilitaram a individualização de domínios ou blocos tectônicos principais, para os quais Brito Neves *et al.* (2000) proporião as denominações de Domínio Setentrional (ou Norte; *Figura 5*), Zona Transversal e Domínio Sul (*Figura 4*).

O Domínio Setentrional é limitado a sul pelo lineamento Patos e a oeste pelo Cráton São Luiz. De menor importância para o presente trabalho, a Zona Transversal e o Domínio Sul localizam-se à sul do Lineamento de Patos, e têm o Lineamento de Pernambuco como feição estrutural que os delimita. O Domínio Sul delimita-se ao sul pelo Cráton São Francisco (*Figura 4*).

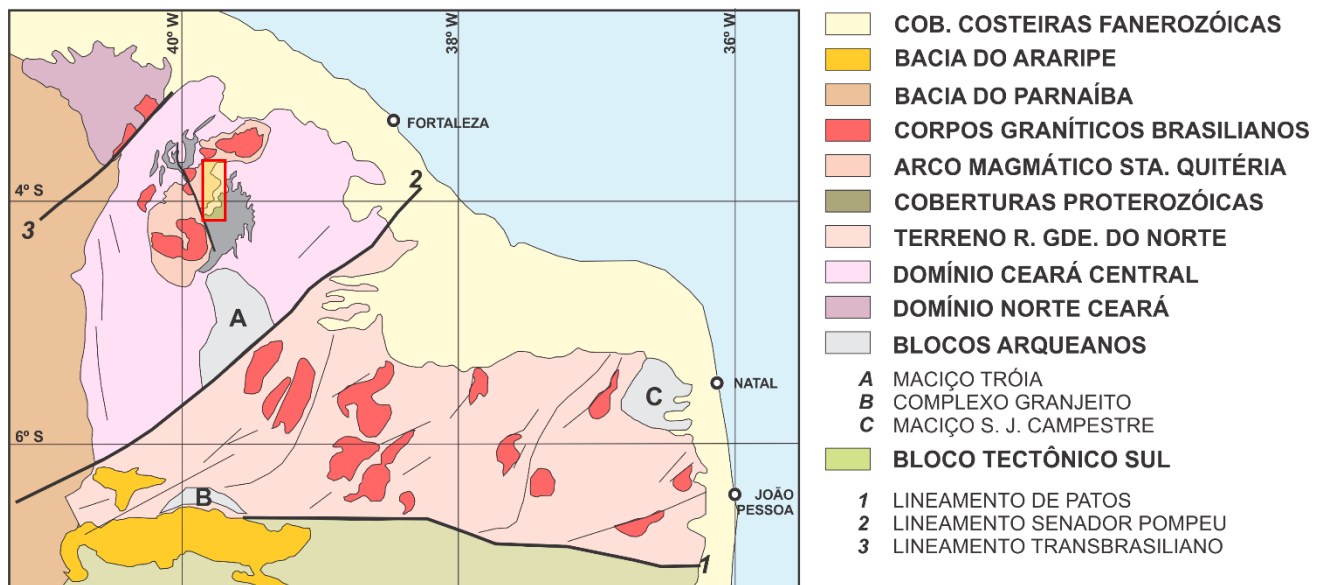


Figura 5 - Bloco Tectônico Norte da Província Borborema (redesenhado de Fetter *et al.*, 2000), com destaque para localização aproximada da área de estudo (quadro vermelho).

O Domínio Setentrional encontra-se subdividido em: i) Domínio Médio Coreaú (DMC); ii) Domínio Ceará Central (DCC); iii) Domínio Rio Grande do Norte (DRGN; *Figura 5*). A área de estudo insere-se no contexto do Domínio Ceará Central (DCC), delimitado por duas zonas de cisalhamento de expressão continental, os lineamentos

Transbrasiliano (Zona de Cisalhamento ou Falhas Sobral-Pedro II e Senador Pompeu, cuja continuidade no continente Africano é bem documentada (Caby, 1989; Pankhurst *et al.*, 2008).

Segundo Fetter (1999), estão registrados no Domínio Setentrional da PB, e consequentemente no Domínio Ceará Central, efeitos dos eventos tectônico-magmáticos Riacciano (ca. 2.100 Ma) e Brasiliano (ca. 600 Ma). Durante vigência do primeiro evento, assistiu-se ao retrabalhamento de crosta arqueana e o crescimento dos terrenos paleoproterozóicos, que então se estruturavam como terrenos de arcos de ilha, adjacentes aos núcleos arqueanos. Ao final do evento Riacciano, os terrenos de idade paleoproterozóica e os núcleos arqueanos foram amalgamados. No segundo evento, Brasiliano, deu-se a amalgamação dos núcleos arqueanos, aos quais se associavam os referidos terrenos paleoproterozóico, formando a grande massa continental Gondwana. O último processo termo-magmático, Brasiliano, deixaria como testemunhas as coberturas neoproterozóicas, que se confundem com cinturões de dobramentos, e o registro de magmatismo com intensa granitogênese.

2.2 – DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL

O Domínio Ceará Central corresponde à maior porção do Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema e ocupa a maior parte do território do Estado do Ceará (Cavalcante *et al.*, 1983; 2003; *Figura 5*). É limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano (Zona de Cisalhamento Dúctil Sobral-Pedro II), encontra-se em diretamente sobreposto por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba a sudoeste e, a leste, delimita-se do Domínio Rio Grande do Norte pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (Brito Neves *et al.*, 2000).

O DCC, de acordo com a concepção mais aceita (Cavalcante *et al.*, 2003; Arthaud *et al.*, 2015), é compreendido como conjunto de três associações lito-geotectônicas, a saber: 1) núcleos arqueanos e embasamento gnáissico paleoproterozóico, 2) supracrustais neoproterozóicas e 3) Complexo Santa Quitéria e demais plutões correlatos (Caby & Arthaud, 1986; Fetter, 1999; Fetter *et al.*, 2003).

2.2.1 – Núcleos arqueanos e o embasamento paleoproterozóico

No Domínio Ceará Central, remanescentes arqueanos encontram-se associados às grandes zonas de cisalhamento regional, concentradas na porção centro-sul do Estado do Ceará (*Figura 6*). Fetter (1999) afirma que crescimento crustal no Arqueano não deve ter ocorrido, devido ao componente relativamente pouco expressivo de rochas dessa idade. Os remanescentes verificados, agrupados sob denominação de Complexo Cruzeta (Oliveira & Cavalcante, 1993), representariam blocos cratônicos de desenvolvimento isolado ou fragmentos *rifteados* de massas cratônicas mais antigas.

O Complexo Cruzeta, engloba quatro unidades geológicas interpretadas como embasamento arqueano-paleoproterozóico do Domínio Ceará Central (Delgado *et al.* 2003). Três unidades apresentam idades e geoquímica isotópica condizentes com desenvolvimento no Arqueano, enquanto a quarta unidade apresenta características variadas de crosta arqueana retrabalhada no Paleoproterozóico. As unidades, a saber, são:

- a) Unid. Tróia, uma sequência metavulcanossedimentar do tipo *greenstone belt*, para a qual Fetter (1999) obteve idade arqueana a partir da datação de intrusiva félsica, resultando em idade U-Pb em zircão de 2.776 ± 65 , e idade modelo (T_{DM}) de 2.81Ga. O autor reporta ϵ_{Nd} positivo (da ordem de +2,1), interpretando a unidade vulcânica como juvenil.
- b) Unid. Pedra Branca, que compreende uma sequência de ortognaisses de afinidade TTG intrusivos e associados à Unid. Tróia (Araújo *et al.*, 2014), foi datada por Fetter (1999), que obteve idades U-Pb em zircão de 2.675 ± 64 e 2.773 ± 60 Ma. As idades modelo resultantes são mais antigas que as avaliadas para Unid. Tróia, com valores da ordem de 2.69 e 2.92 Ga e os valores de ϵ_{Nd} positivos e ligeiramente negativos levaram o autor a interpretar que a unidade é composta de rochas juvenis, mas também compreende material arqueano pré-existente, retrabalhado ainda no Arqueano.
- c) Unid. Mombaça, que compreende conjunto de gnaisses de composição granodiorítica e tonalítica, metamorfisados em fácies granulito, e charnockitos associados, para os quais Fetter (1999) reporta idades U-Pb em zircão entre 2.794 ± 77 e 2.857 ± 42 Ma, e idades modelo da ordem de 2.8 Ga. Com valores de ϵ_{Nd} ligeiramente negativos, o autor pontua em favor da interpretação de que se tratam rochas resultantes de retrabalhamento de crosta arqueana pré-existente.

d) Unid. Madalena-Algodões-Choró, que compreende uma suíte metaplutônica de gnaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica e terrenos do tipo TTG (tonalitos-tronjhemitos-granodioritos), à qual se associa uma sequência supracrustal (Sequência Algodões), cujos representantes são gnaisses de composição tonalítica-anfibolítica e metassedimentares diversas. Ortognaisses tonalíticos dos terrenos TTG foram datados pelo método U-Pb por Fetter (1999) e Martins *et al.* (1998) e apresentaram resultados similares de 2.131 ± 11 Ma. Para os anfibolitos da Sequência de Algodões, Martins *et al.* (2009) obtiveram idade em rocha total, pelo método Sm-Nd, de 2,23 Ga, e valores de ϵ_{Nd} positivos, atribuindo o desenvolvimento desse terreno a ambiente de arco oceânico durante o Paleoproterozóico. Resultados semelhantes foram obtidos por Castro (2004), nos ortognaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica, na região de Madalena, onde idades U-Pb em zircão (convencionais e SHRIMP) de 2,1 Ga e idades modelo T_{DM} entre 2,3 e 2,1 Ga, mostram que esse embasamento é praticamente oriundo de material juvenil.

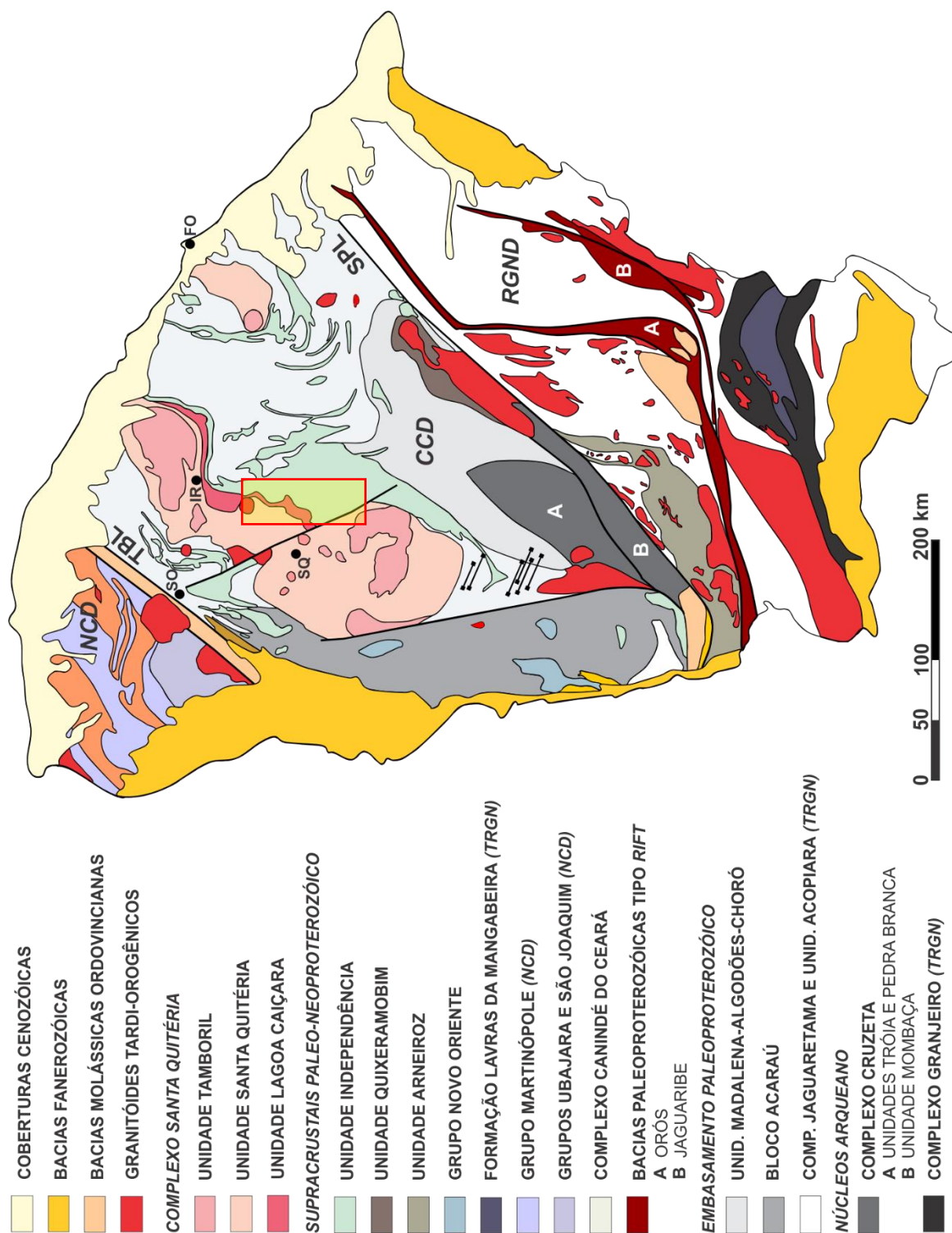


Figura 6 - Mapa geológico do Domínio Central Ceará (simplificado Araújo *et al.*, 2012), contendo porções do Terreno Rio Grande do Norte (TRGN) e do Domínio Médio Coreau (MCD). O retângulo vermelho localiza a área de estudo e coleta de amostras.

2.2.2 – Supracrustais neoproterozóicas

O registro Neoproterozóico no Domínio Ceará Central é representado pelo Complexo Ceará e por numerosas intrusões Brazilianas *sin-* a *pós-* colisionais. As rochas metabásicas analisadas nesse trabalho provém, em sua maior parte, do Complexo Ceará, ocorrendo intercaladas ao pacote metassedimentar que o define. Por serem relacionadas ao arco magmático, as rochas intrusivas do Neoproterozóico serão abordadas no próximo tópico.

O termo “Grupo Ceará” foi inicialmente proposto por Campos *et al.* (1976) para designar uma sequência para-metamórfica aflorante nos estados do Ceará e Rio Grande do Norte (*Figura 6*), composta por gnaisses, xistos e filitos, com níveis carbonáticos próximos à base, onde estratigraficamente estariam níveis de quartzitos. Os referidos autores adotariam a idade de 900 a 629 Ma, proposta pelo DNPM (1971) no Mapa Geológico do Brasil.

Cavalcante *et al.* (1983), no Mapa Geológico do Ceará 1:500.000, mantiveram a definição de Grupo Ceará conforme estabelecida por Campos *et al.* (1976), propondo, no entanto, idade paleoproterozóica para seu desenvolvimento. Os autores ainda individualizariam as rochas paraderivadas de caráter migmatítico como unidade distinta do Grupo Ceará, sem nome, mas mantendo a idade paleoproterozóica para sua formação.

Na atualização do Mapa Geológico do Ceará, elaborada por Cavalcante *et al.* (2003), o Complexo Ceará passaria a compreender toda sequência paraderivada, do tipo QPC (quartzo-pelítico-carbonática) e de metamorfismo em fácies anfibolito a granulito, eventualmente eclogito, aflorante nos setores centro e sul do Estado do Ceará.

O Complexo Ceará seria informalmente subdividido em quatro unidades (Cavalcante *et al.* 2003): *a*) Unidade Arneiroz (aflorante no setor centro-sul, ao sul da localidade homônima), *b*) Unidade Quixeramobim (aflorante no setor central do estado, próximo à cidade homônima, em ocorrência delimitada pela Zona de Cisalhamento de Quixeramobim), *c*) Unidade Canindé (componente de maior expressão em área, identificada em todos os setores do estado) e *d*) Unidade Independência (aflora no setor central do estado, em ambas as margens do Arco Magmático Santa Quitéria; *Figura 6*).

Devido à complexidade litológica e estrutural, que associa rochas para- e ortoderivadas, e às idades paleoproterozóicas que a Unid. Canindé assume em alguns pontos do Domínio Ceará Central, passaria a ser designado Complexo Canindé do Ceará nos últimos trabalhos elaborados pela CPRM (Torres *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2010; Brandão & Freitas, 2014). Esse trabalho adota a nova designação. Costa *et al.* (2010) apontam evidências de existência de fonte juvenil paleoproterozóica para as rochas metassedimentares do Complexo Canindé

do Ceará, mediante interpretação da datação de zircões detríticos e intrusões de idades semelhantes. Com grande concordância entre as idades apresentadas pelos zircões, os autores atribuem, tentativamente, a idade de ~2.1 Ga para formação das rochas metassedimentares.

Por ocorrerem na área de estudo, a unidade Independência e o Complexo Canindé do Ceará, têm maior importância para o trabalho. Além disso, a maior parte das rochas metabásicas estudadas no presente trabalho, se intercalam às rochas metassedimentares da Unidade Independência do Complexo Ceará. Ambas (Unid. Independência e Complexo Canindé do Ceará) seriam objeto de estudo dos principais trabalhos de geocronologia e geologia isotópica disponíveis (Fetter, 1999; Castro, 2004; Arthaud *et al.* 2007; Garcia *et al.*, 2014).

A Unidade Independência consiste de paragneisses e micaxistos aluminosos, podendo apresentar feições de migmatização, aos quais se associam rochas calcissilicáticas e anfibolitos. O Complexo Canindé do Ceará se distingue por apresentar rochas meta-ortoderivadas gnáissicas e paragneisses que, na área de estudo, apresentam evidências de maior grau metamórfico. A ambas também se associam níveis de quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfibolitos. Em função da grande expressão espacial e complexidade litológica do Complexo Ceará (no sentido geral de Cavalcante *et al.*, 2003) e de seus constituintes, trabalhos recentes tentam determinar sua idade e regime de formação.

Conforme assinalado anteriormente, Cavalcante *et al.* (1983; 2003) propuseram deposição e metamorfismo ainda no Paleoproterozóico, com base em relações de campo que evidenciam proximidade entre rochas do Complexo Ceará e do embasamento paleoproterozóico (Unidade Madalena-Algodões-Choró). Fetter (1999) reporta idade U-Pb de 772 ± 31 Ma para cristalização de rocha meta-vulcanoclástica félsica que ocorre intercalada aos pelitos da Unidade Independência e pontua se tratar de provável idade máxima de deposição. Castro (2004) e Arthaud *et al.* (2007; 2015) corroborariam com a interpretação anterior ao reportarem, respectivamente, idade U-Pb em zircão de 770 Ma para meta-vulcanoclástica alcalina e de 749 ± 5 Ma para retro-eclogitos, ambas as rochas coletadas na região de Itatira, na Unid. Independência do Complexo Ceará.

O limite mínimo de sedimentação dos protólitos tem sido, tentativamente, determinado com estudos de isotópicos de idades modelo e estudos de proveniência de zircões. Fetter (1999) assinala que a Unidade Independência apresenta idades modelo T_{DM} da ordem de 2.47 e 2.28 Ga, refletindo idade predominantemente paleoproterozóica para área fonte. Castro *et al.* (2003) reportam idades modelo Meso- a Paleoproterozóicas (1.1 a 2.4 Ga) para rochas do setor de Itatira. Santos *et al.* (2004) apresentam idade modelo T_{DM} de ordem de 1.1 Ga para a

sequência metassedimentar associada à borda leste do Arco Magmático Santa Quitéria na área compreendida entre Itapagé e Umirim, onde ocorreriam rochas do Complexo Canindé do Ceará.

Arthaud *et al.* (2007; 2015), em trabalho na borda sudeste do Arco Magmático de Santa Quitéria (região de Itatira e Madalena), afirmam existir uma variação nos valores de idades modelo T_{DM} (2.94 a 1.09 Ga) e de ϵ_{Nd} que reflete mudanças no regime de sedimentação do Complexo Ceará na região. Segundo os autores, existe um forte componente com T_{DM} na faixa de 2.40 a 1.95 Ga e, portanto, do Paleoproterozóico, com ϵ_{Nd} claramente negativo, e um componente menor, Mesoproterozóico, com idades modelo da ordem de 1.58 a 1.07 Ga e valores de ϵ_{Nd} ligeiramente positivos.

Os referidos autores, com base em estudos de proveniência de zircões, identificaram três populações de zircões concordantes, cujas idades de cristalização avaliadas são: 1.900 a 1.700 Ma, 1.200 a 1.000 Ma e 850 a 750 Ma. Os dois conjuntos de zircões mais antigos (1.900 – 1.700 e 1.200 – 1.000 Ma), não possuiriam área fonte no Domínio Ceará Central. Entretanto como postulam os autores, esses componentes poderiam corresponder aos detritos provenientes, respectivamente, do Cinturão Orós-Jaguaribe, a leste, formado em evento extensional no Estateriano, e da Zona Transversal, um dos domínios da porção meridional (sul) da Província Borborema (*Figura 4*). O componente mais novo, neoproterozóico (850 – 750 Ma), tem relação com um evento de extensão desenvolvido sob o embasamento arqueano-paleoproterozóico, que pré-dataria o estabelecimento do Arco Magmático Santa Quitéria (ver discussões nos próximos parágrafos desse tópico).

O estudo de proveniência empreendido por Araújo *et al.* (2012) identificaram um forte componente Riachiano (Paleoproterozóico), no intervalo entre 2.000 e 2.200 Ma, nas rochas metassedimentares da borda leste do Arco Magmático Santa Quitéria, interpretados como oriundos do embasamento do Domínio Ceará Central. O estudo confirmou ainda a presença de zircões de idade Estateriana (1.700 – 1.800 Ma), provavelmente oriundos do Cinturão Orós-Jaguaribe.

Garcia *et al.* (2014), estudando zircões de amostras do Complexo Ceará provenientes de setores da borda leste do Arco Magmático Santa Quitéria, identificaram os componentes Riachiano (2.200 Ma), Toniano (850 Ma) e Criogeniano (650 Ma). Os autores discutem que os zircões riachianos teriam como fonte o embasamento paleoproterozóico, representado localmente pelas rochas do Complexo Cruzeta, corroborando com a ideia postulada por Araújo *et al.* (2012). Sobre os zircões de idade Toniana, tidos por Arthaud *et al.* (2007) como representantes de evento extensional que precedeu a colisão entre o Cráton São Luiz-Oeste

Africano e a PB, Garcia *et al.* (2014) admitem que podem representar indícios da fase inicial de atividade do arco magmático continental (Santa Quitéria) ou mesmo representantes de um arco magmático pretérito desenvolvido na margem continental do embasamento. O componente do Criogeniano é associado à intensa granitogênese e migmatização que caracterizaram esse período de atividade do Arco Mágmatíco Santa Quitéria.

Para o Complexo Ceará é postulado regime de formação em ambiente inicialmente extensional que, com a geração de uma bacia oceânica, gradualmente deu lugar à sedimentação em margem passiva. A sedimentação em margem passiva seria eclipsada pelo colapso e subducção crosta oceânica local, com geração de um arco magmático oceânico (*ca.* 850 Ma). A partir desse estágio, o regime de sedimentação seria o mesmo verificado em bacias de margens ativas (bacias de *fore-arc* e *back-arc*). O regime colisional finalmente evoluiria, em fins do Neoproterozóico, para colisão continental (*ca.* 650 Ma) e a retrabalhamento do arco magmático (Santa Quitéria). Essa hipótese foi inicialmente defendida por Arthaud *et al.* (2008) e encontra sustentação no trabalho de Garcia *et al.* (2014) e no estudo geofísico de Padilha *et al.* (2014).

A idade de metamorfismo do complexo é situada em *ca.* 650 Ma por Arthaud *et al.* (2008; 2015), com base em população de zircões de baixa razão elemental $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, interpretados como resultado da cristalização metamórfica. Garcia *et al.* (2014) dataram bordas zircões e reportam idades de 637 ± 14 Ma e 629 ± 16 Ma, interpretadas como efeito da recristalização metamórfica.

2.2.3 – Complexo Santa Quitéria e granitoides Brazilianos

O Complexo Santa Quitéria, por vezes designado Batólito Santa Quitéria, ou mesmo Batólito Tamboril-Santa Quitéria (Campos *et al.*, 1976), compreende associação de gnaisses metatexíticos a diatexíticos, de composição diorítica à granítica, intrudidos por corpos graníticos ou granodioríticos (*Figura 6*). Zincone (2011) identifica e descreve os principais conjuntos litológicos componentes do Complexo, sob a luz do seu significado e relação com a evolução tectônica e geoquímica do arco.

O Complexo Santa Quitéria, tido como embasamento arqueano alóctone pela maior parte das décadas de 1970 e 1980 (Campos *et al.*, 1976; Caby & Arthaud, 1986), teria as primeiras datações Rb-Sr e K-Ar dos corpos graníticos (*lato sensu*) isotrópicos reportadas nos

trabalhos de Brito Neves (1975; 1983) e Brito Neves *et al.* (1975). Os dados resultantes concentraram-se em torno dos 600 Ma, sugerindo influência do Ciclo Brasiliana na região.

Os trabalhos de Fetter (1999) e Fetter *et al.* (1995; 1997) confirmam a importância da deformação e magmatismo brasileiros no Domínio Ceará Central. Datação U-Pb em zircão de gnaiss do Complexo Santa Quitéria, interpretado por Fetter (1999) como corpo granítico deformado, resultou idade de 622 ± 4 Ma. Idades modelo (T_{DM}) da ordem de 0.86 a 1.92 Ga juntamente aos valores de ϵ_{Nd} negativos (-4,5 a -6,1), que corroboram com interpretação de fontes predominantemente crustais para a origem dos corpos graníticos deformados, levaram o autor a postular hipótese de que o magmatismo local seria resultado do estabelecimento de um arco continental. Com idades modelo da ordem de 1.57 Ga, o magmatismo não poderia corresponder à crosta brasileira juvenil, tampouco somente ao retrabalhamento das rochas do embasamento arqueano-paleoproterozóico de 2.1 Ga.

Com base nos trabalhos de geocronologia e geologia isotópica anteriormente, nas evidências geofísicas constituídas no trabalho de Lesquer *et al.* (1984) e na identificação de sequências sedimentares do tipo *fore-* e *back-arc*, Fetter *et al.* (2003) propoem formalmente o entendimento das rochas do Complexo Santa Quitéria como suíte gerada em um arco vulcânico continental, resultado da colisão entre os blocos continentais representados pela Província Borborema e Cráton São Luiz-Oeste Africano. A identificação de associações de rochas de alto-grau nas margens do arco proposto (Castro, 2004; Santos *et al.*, 2009), além de novos estudos geofísicos (Padilha *et al.*, 2014), corroborariam com a proposição do mesmo.

2.3 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

Do ponto de vista da estruturação geológica, a área de estudo insere-se num subdomínio estrutural chamado Bloco Itapagé (Cavalcante *et al.*, 1983), que corresponde a considerável porção do DCC, delimitando-se a norte pelo Lineamento Transbrasiliiano (Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II), a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu, e a sudoeste pela falha Rui Groaíras.

Trabalhos abordando a geologia estrutural do Estado do Ceará, que ainda entendiam os Complexos Santa Quitéria e Ceará como formados no Arqueano e Paleoproterozóico (Caby & Arthaud, 1986; Arthaud *et al.*, 1988, 1998), já propunham para o Bloco Itapagé uma história deformacional contínua no tempo. Segundo Caby & Arthaud (1986), o Pré-Cambriano do Ceará compreenderia embasamento arqueano reativado e sedimentos proterozóicos que foram submetidos a único estágio de metamorfismo e deformação durante o Ciclo Brasiliano, que

culminou há aproximadamente 600 Ma. Os autores já preconizavam que, estruturado segundo geometria de *nappes*, o setor central do Estado do Ceará representaria segmento de crosta continental espessa devido a uma colisão continente-continente do tipo Himalaiano.

Arthaud *et al.* (1988; 1998) identificariam importantes traços da tectônica do tipo Himalaiana na porção sul do Bloco Itapagé (região do município de Independência): *a*) zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo que atuaram como superfície de empurrões e *b*) metamorfismo inverso das rochas metassedimentares, isto é, isógradas de maior temperatura se sobrepondo às isógradas de menor temperatura. Tentativamente, explicariam a inversão do gradiente metamórfico pela colocação de material “mais quente” (rochas do Complexo Santa Quitéria), sobre as rochas metassedimentares através dos cisalhamentos dúcteis de baixo ângulo. Os referidos autores descartam mecanismo de dobras (flanco invertido apresentaria inversão das isógradas) como responsável pelo fenômeno observado em função da inexistência de dobramentos isoclinais de grande escala no domínio metassedimentar.

3. GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo representa uma faixa retangular estreita inserida no contexto das rochas magmáticas e migmatíticas do Complexo Santa Quitéria e das coberturas metassedimentares desenvolvidas às suas margens (*Figura 6*). É ocupada, sobretudo, por rochas metassedimentares de grande variação faciológica, que têm sua idade máxima de formação e de metamorfismo situadas no neoproterozóico (Fetter, 1999) e que se encontram, na presente concepção e estado de conhecimento, agrupadas sob denominação de Unidade Independência do Complexo Ceará (Cavalcante *et al.*, 2003; *Figura 7*). O conjunto de metabasitos, principais objetos do estudo apresentado nesse trabalho, são identificados intercalados nessa unidade.

As associações litológicas da área em questão podem ser reunidas em quatro componentes litoestratigráficos principais (*Tabela 1*):

Tabela 1 - Coluna estratigráfica da área de estudo. A classificação dos litotipos em complexos e unidades estratigráficas é feita com base nos critérios apresentados por Cavalcante *et al.* (2003), Torres *et al.* (2007) e Araújo *et al.* (2014).

IDADE	ESTRATIGRAFIA	LITOLOGIA	IDADES DE CRISTALIZAÇÃO ¹
PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	COMPLEXO SANTA QUITÉRIA	
		INDEFINIDO	Granada anfíbolitos e anfíbolitos
		UNID. SANTA QUITÉRIA <i>Sin- a pós-colisão</i>	Monzogranitos 637 ± 4.8 Ma (Araújo <i>et al.</i> , 2014)
		UNID. TAMBORIL <i>Sin-colisão</i>	Granitos e granodioritos migmatíticos (diatexitos) 663 ± 6.6 Ma (Araújo <i>et al.</i> , 2014) 646 ± 4.5 Ma (Araújo <i>et al.</i> , 2014)
		UNID. LAGOA CAIÇARA <i>Pré-colisão</i>	Granodioritos e tonalitos migmatíticos (metatexitos) 833 ± 6.1 Ma (Araújo <i>et al.</i> , 2014) 650 ± 5.1 Ma (Araújo <i>et al.</i> , 2014) 627 ± 4.9 Ma (Araújo <i>et al.</i> , 2014)
		UNIDADE INDEPENDÊNCIA	Diques intermediários a ácidos 772 ± 31 Ma (Fetter, 1999) 770 Ma (Castro, 2004)
			Granada anfíbolitos e anfíbolitos 749 ± 5 Ma (Arthaud <i>et al.</i> , 2015)
			Biotita ± muscovita ± granada paragneisses
			Biotita ± muscovita ± granada ± silimanita xistos
			Muscovita quartzitos e quartzitos com biotita ± granada
			Calcissilicáticas
	PALEO	C. C. DO CEARÁ	
		INDIVISO	Granada anfíbolitos e anfíbolitos 2.045 ± 64 Ma (Costa <i>et al.</i> , 2010) 2.175 ± 50 Ma (Ximenes, 2016)
			Biotita ± granada paragneisses, localmente migmatíticos 2.080 Ma (Costa <i>et al.</i> , 2010)
			Biotita ± hornblenda ortogneisses, localmente migmatíticos 2.134 ± 17 Ma (Ximenes, 2016)

¹ U-Pb em zircão, consultar referências para metodologias empregadas.

² Complexo Canindé do Ceará.

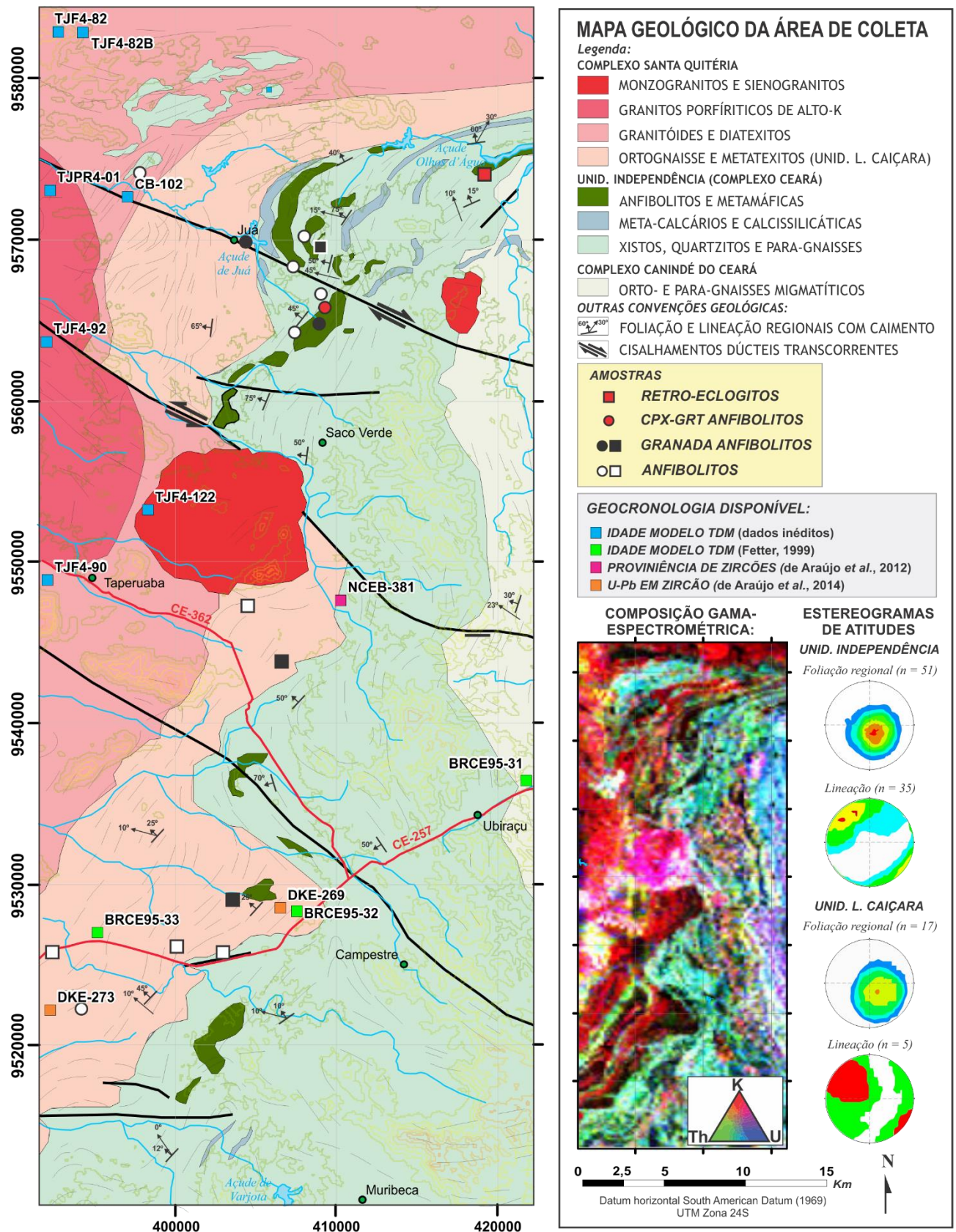


Figura 7 - Mapa geológico da área de estudo. Compilação de Souza Filho et al. (1999), Cavalcante et al. (2003), Castro (2004) e Araújo et al. (2012).

3.1 – COMPLEXO CANINDÉ DO CEARÁ

As rochas pertencentes ao Complexo Canindé do Ceará ocorrem no setor leste da quadricula que define a área estudada, conforme mostra o mapa da *Figura 7*, e compreende uma associação de orto- e paragnaisses (*Figura 8*), localmente migmatíticos.

Essas rochas correspondem à unidade de mapeamento Canindé de Cavalcante *et al.* (2003), elevada à categoria de Complexo Canindé do Ceará por Torres *et al.* (2007) e em trabalhos e projetos subsequentes empreendidos e publicados pela CPRM. Adota-se, aqui, a nova denominação por dois critérios: 1) em função das evidências geocronológicas reportadas (referir-se à *Tabela 1*), que têm apontado idade paleoproterozóica para os ortognaisses Canindé e, 2) para diferenciar as rochas paraderivadas do Complexo Ceará na área de estudo, que se apresentam principalmente como xistos e gnaisses sem evidências conclusivas de migmatização, de seus pares paraderivados do leste (Canindé), claramente migmatíticos.

Localmente a unidade aparenta estar tectonicamente sotoposta às rochas da Unidade Independência, que ocorrem a oeste. No entanto, a transição de um domínio para outro (das rochas migmatíticas do Complexo Canindé do Ceará para os xistos do Complexo Ceará) usualmente é difuso e gradual.

A assembleia mineralógica essencial da associação de rochas orto-derivadas é composta por quartzo, plagioclásio, biotita e feldspato potássico. Anfibólio é o único acessório identificado macroscopicamente nos ortognaisses (*Figura 8F*). Nos gnaisses ortoderivados, mesmo sem evidência de migmatização, a concentração de feldspato potássico é considerável, podendo se igualar ao plagioclásio na concentração relativa da rocha.

Muscovita, granada, silimanita e feldspato potássico são fases acessórias identificadas nos paragnaisses. Nessas rochas, ocorre predominância do plagioclásio sobre o feldspato potássico nos gnaisses paraderivados sem migmatização. A migmatização das rochas paraderivadas é evidenciada pela quebra da muscovita, que ocorre em proporções relativas sempre menores que as da biotita na rocha, e o surgimento de silimanita e feldspato potássico (*Figura 8C e 8D*).

Em função da inexistência de feições originais do protólito (estruturas macroscópicas, texturas, etc.), a distinção entre rochas orto- e paraderivadas nem sempre pôde ser assertiva e, portanto, inquestionável. Foram adotados critérios práticos de diferenciação que carecem de confirmação em trabalhos futuros. A referida divisão apoiou-se em, 1) reconhecimento da ocorrência de granada e alumino-silicatos (silimanita e muscovita), que determinam origem sedimentar e, 2) no reconhecimento de composição granítica *lato senso* na rocha livre de

migmatização. Isto é, as rochas ortoderivadas assemelham-se à corpos granitoides de composição granodiorítica fortemente estirados (gnaissificados; *Figura 8B e 8F*).

Em linhas gerais, o bandamento gnáissico, localmente interposto pela migmatização, apresenta direções NE-SW, com mergulho NW. Lineações verificadas são majoritariamente *down-dip*, com indicadores cinemáticos de transporte para SE (*Figura 7*).



Figura 8 - Complexo Canindé do Ceará na área de estudo. **Legenda:** A: granada-biotita gnaisse; B: augen ortognaisse com biotita; C e D: granada-biotita gnaisse migmatítico (ponto TJJV-28; observar granada centimétrica (> 4,0 cm) na porção inferior direita da primeira foto e a porção mais migmatizada da rocha na segunda fotografia); E: injeção de material granítico (essencialmente quartzo e feldspato potássico em biotita gnaisse (ortoderivado; ponto TJJV-25); F: ortognaisse de composição tonalítica, com biotita e anfibólio.

3.2 – UNIDADE INDEPENDÊNCIA (COMPLEXO CEARÁ)

As rochas aqui agrupadas sob denominação de Unidade Independência distribuem-se ao longo de uma faixa de orientação norte-sul, apresentando entre 5 e 15 km de largura (*Figura 7*), e que correspondem à clássica sequência metassedimentar do tipo QPC (quartzo-pelítico-carbonática; *Figura 9*) associada ao Complexo Ceará (Cavalcante *et al.*, 1983; 2003). Conforme indicado no tópico anterior distingue-se das rochas do Complexo Canindé do Ceará, em função de evidências geocronológicas apoiadas em idades modelo (T_{DM} ; *Tabela 1*) e pelo fato de compreender um conjunto de rochas de origem inquestionavelmente sedimentar.

Tem contato difuso e provavelmente gradual, a leste, com os gnaisses migmatíticos do Complexo Canindé do Ceará e, a oeste, tectônico, com os metatexitos da Unidade Lagoa Caiçara, integrante do Complexo Santa Quitéria.

A assembleia mineralógica principal dos xistos compreende quartzo, biotita, muscovita, plagioclásio, granada, silimanita e magnetita (*Figura 9A, 10A e 10B*). Mica xistos (*Figura 9A e 9D*), eventualmente com granada (*Figura 9C*) e silimanita (*Figura 9H*), ocorrem predominantemente no setor norte da faixa, na região compreendida pelo distrito de Juá (município de Irauçuba/CE). Ocorrem intercalados à níveis de quartzitos e rochas meta-calcáreas (*Figura 7*). São comuns muscovita quartzitos ou muscovita-biotita quartzitos ocorrendo como intercalações nos xistos.

Os quartzitos puros com magnetita e muscovita-biotita quartzitos (*Figura 9B e 9G*) têm maior expressão no setor sul da área de estudo, onde sustentam elevações topográficas conhecidas como Serra do Maracajá. Em sua composição mineralógica, além de quartzo, encontram-se muscovita, feldspato potássico e biotita em proporções variáveis, e magnetita como acessório comum.

Meta-calcários cristalinos (*Figura 9I*) e rochas calcissilicáticas (*Figura 9J*) ocorrem como lentes ou camadas que chegam a alcançar proporções consideráveis (*Figura 7*), sobretudo no setor norte. Foram reconhecidas lentes de rochas calcáreas no setor sul, entretanto, provavelmente devido à ausência de mapeamento de detalhe, estão reconhecidos em menor expressão. Níveis ou concentrações de impurezas fazem com que essas rochas possam variar de meta-calcários cristalinos para metamargas (*Figuras 10E e 10F*). Sua mineralogia principal, além de carbonato e quartzo, compreende epidoto, diopsídio, tremolita e plagioclásio. O solo resultante da alteração dessas rochas, de coloração ocre, proporciona critério bastante assertivo acerca de sua ocorrência.

Conforme ilustram as *Figuras 9E e 9F*, enclaves foliados ocorrem como intercalações ou *boudins* na unidade. No setor norte foram reconhecidas ocorrências expressivas de anfibolitos (ver tópico 3.4 – *Anfibolitos*). Parte das amostras metamáficas aqui estudadas são provenientes de *boudins* e enclaves máficos da Unidade Independência.

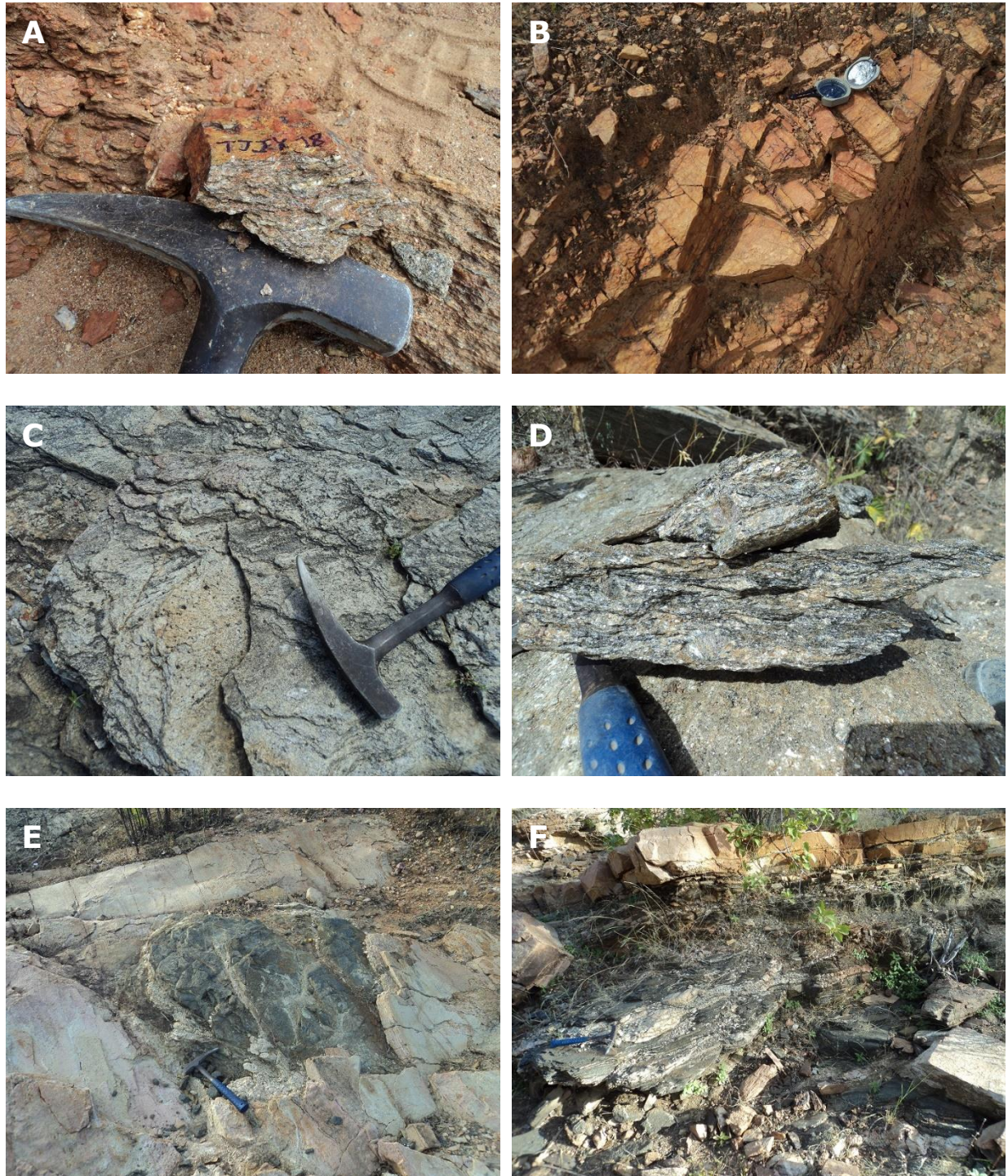


Figura 9 - Unidade Independência (Complexo Ceará) na área de estudo. *Legenda:* A: mica xisto (ponto TJJV-18); B: muscovita quartzito (ponto TJJV-20); C e D: biotita-granada xisto (ponto TJJV-31); E: quartzito com *boudin* de rocha máfica (granada anfibolito) cisalhados (ponto TJJV-45A); F: *boudin* máfico (granada anfibolito) cisalhado e envolto em muscovita quartzito e xistos (ponto TJJV-45C). Continuação na próxima página.



Continuação Figura 7 (legenda na página anterior). **G**: xistos e quartzitos (ponto TJJV-22/183); **H**: mica xisto com granada e silimanita (ponto TJJV-21); **I** e **J**: rochas metacalcáreas (metamargas; pontos TJJV-17 e TJJV-27).

Toda sequência metassedimentar aqui descrita encontra-se estruturada segundo direções N-S e NE-SW, com mergulho para W e NW (consultar esfereogramas presentes no mapa da *Figura 7*). De maneira análoga ao Complexo Canindé do Ceará, as lineações verificadas são aproximadamente *down-dip*, e indicadores cinemáticos evidenciam transporte para leste.

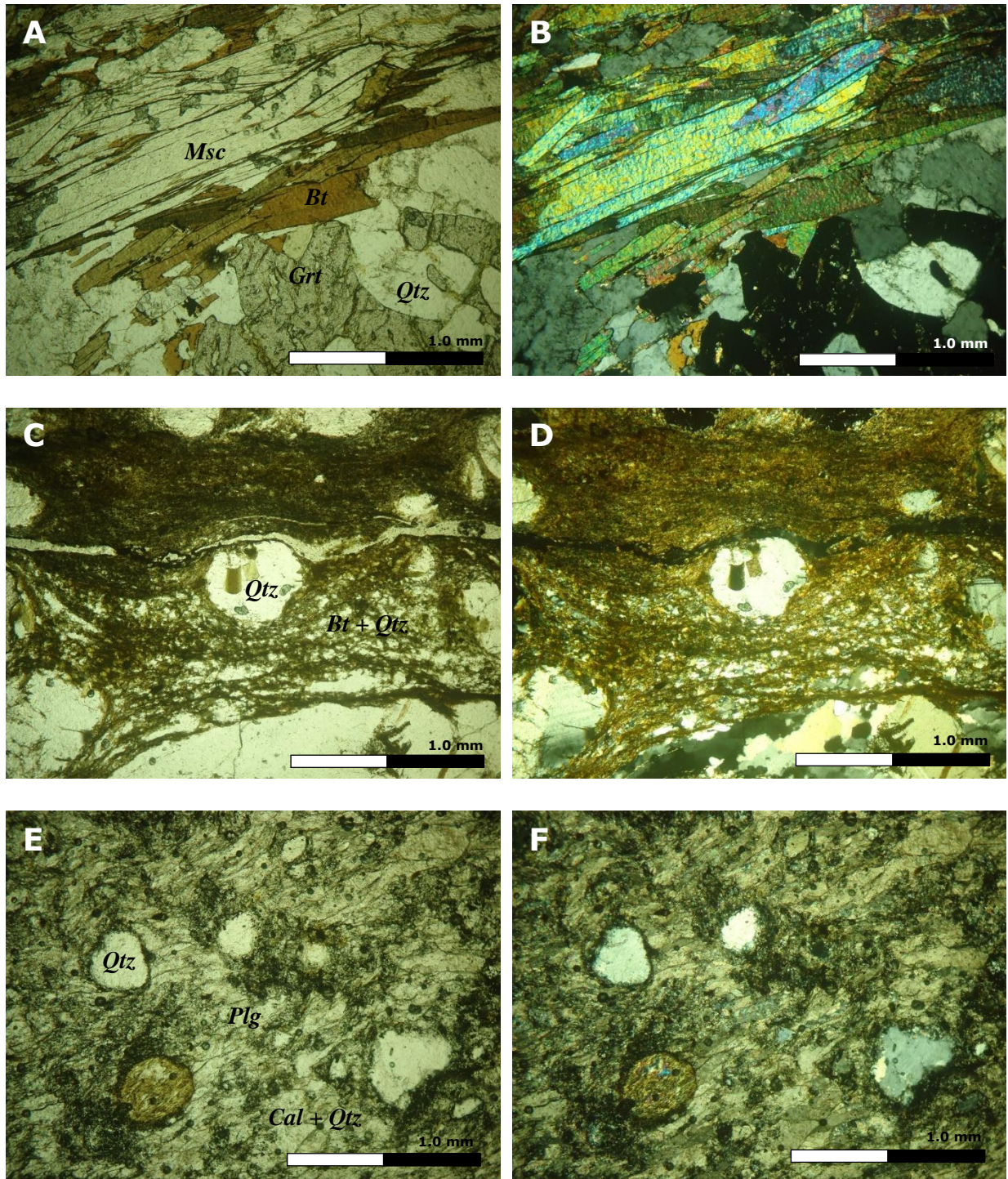


Figura 10 - Petrografia de amostras selecionadas da Unidade Independência. *Notas:* 1 – na primeira coluna são exibidas fotografias em luz natural, na segunda coluna seguem fotografias em luz polarizada; 2 – a barra de escala corresponde à 1,0 mm, conforme indicado, subdividido em 0,5 mm. *Legenda:* Fotos A e B – mica xisto com granada (ponto TJJV-28); C e D – seção de quartzito intercalado com xistos (ponto TJJV-46); E e F – metamarga (ponto TJJV-48).

3.3 – COMPLEXO SANTA QUITÉRIA

As rochas pertencentes ao Complexo Santa Quitéria e suas unidades (Lagoa Caiçara, Tamboril e Santa Quitéria) foram identificadas no setor noroeste e oeste da área estudada (*Figura 7*). Os critérios de distinção entre uma unidade e outra correspondem à composição, grau de migmatização e relações de intrusão. As unidades reservam contatos intrusivos entre si. Com as rochas do Complexo Ceará, ao leste, o contato é tectônico, marcado por cavalgamentos de baixo ângulo.

A Unidade Lagoa Caiçara é representada por metatexitos de composição tonalítica a granodiorítica (*Figura 11A, 11B e 11C*), compostos predominantemente por quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio e feldspato potássico. Texturas migmatíticas comumente são dos tipos dobrada, *schlieren* e estromática. A unidade pode conter compartimentos de rochas metassedimentares do Complexo Ceará, tectonizados, além de xenólitos de rochas anfibolíticas (*Figura 13J*).

A Unidade Tamboril compreende rochas granodioríticas a granítica, muito afetadas pela migmatização (*Figura 11D e 11E*). A Unidade Santa Quitéria é identificada nas rochas graníticas a monzograníticas, usualmente gnaissificadas, com evidências discretas de migmatização (*Figura 11F*).

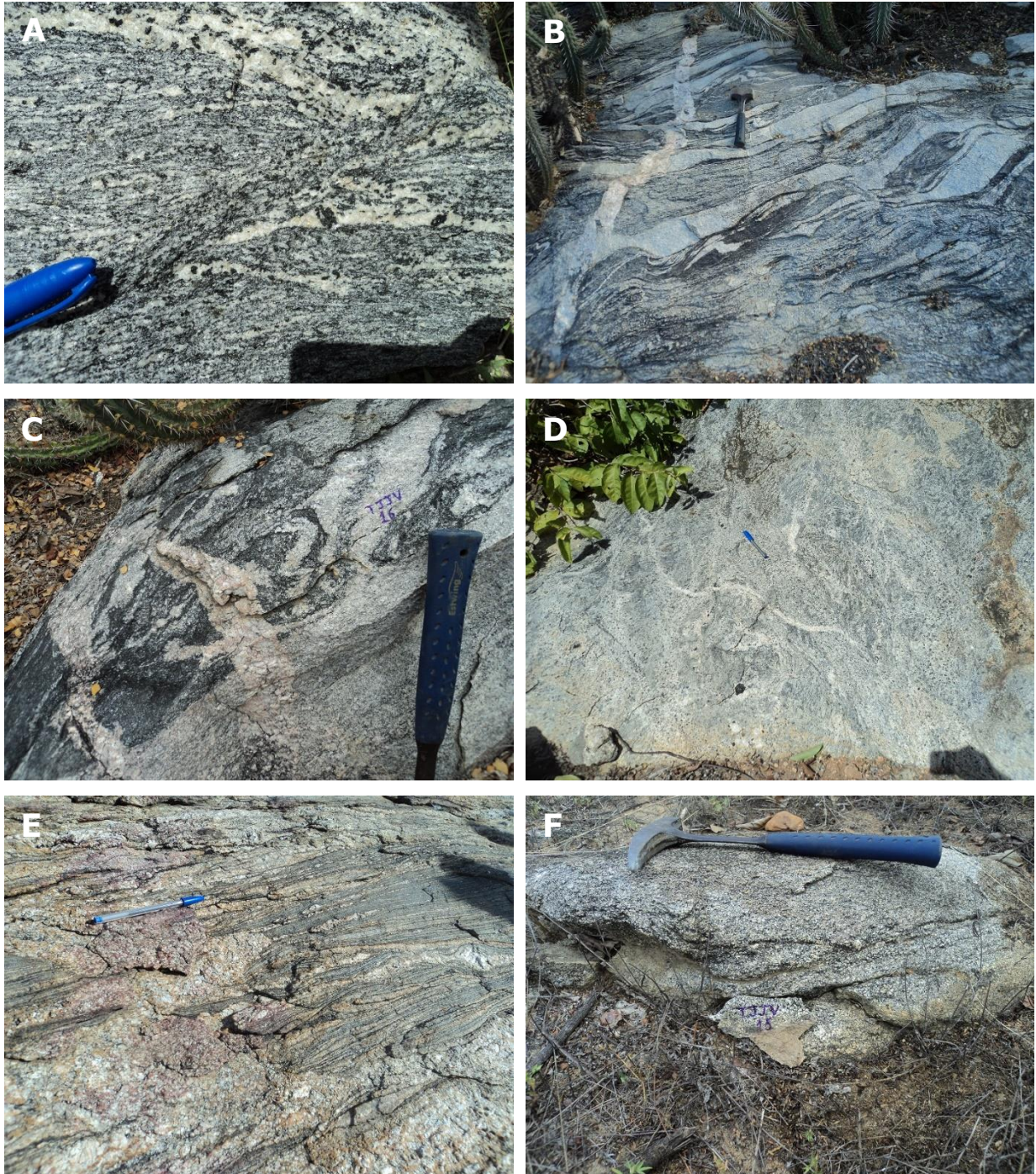


Figura 11 - Rochas do Complexo Santa Quitéria. Legenda: A e B – metatexito da Unid. Lagoa Caiçara; C – metatexito Lagoa Caiçara, *schlieren*, cortado por veio granítico; D – diatexito da Unid. Tamboril; E – diatexito da Unid. Tamboril; F – monzogranito gnaissificado Unid. Santa Quitéria.

3.4 – ANFIBOLITOS

Os anfibolitos (denominados seguindo convenção da IUGS; ver Coutinho *et al.*, 2007), objeto principal desse estudo, ocorrem como xenólitos, *boudins* e faixas, de dimensões variáveis, associadas à Unidade Independência do Complexo Ceará (*Figura 7*). Pelo menos 50 ocorrências de anfibolitos foram identificadas em campo.

Apoiando-se em critérios geológicos e petrográficos, os itens a seguir buscam expor as principais características dessas rochas, agrupando-as segundo o complexo estratográfico de ocorrência. É uma constatação relevante do exercício descrito nos subtópicos a seguir, o fato de que, embora existam distinções texturais importantes, os anfibolitos, independentemente do complexo encaixante, não apresentam paragêneses exclusivas que os permitam distinguir, a exemplo do que foi feito por Amaral *et al.* (2011) para os anfibolitos e retro-eclogitos da área de Forquilha.

3.4.1 – Anfibolitos hospedados na Unidade Independência (Complexo Ceará)

Os anfibolitos identificados no Complexo Ceará ocorrem predominantemente no setor norte da área (*Figura 7*), na folha de Irauçuba (Souza Filho *et al.*, 1999). A identificação de corpos de maior expressão foi auxiliada pelo mapa RGB resultado da composição dos sinais gamaespectrométricos da área, conforme consta no mapa da *Figura 7*. Na composição ternária dos canais de U, Th e K, os anfibolitos destacam-se pelos tons frios escuros, onde há predomínio do sinal nos canais de Th e U, em detrimento do K, que se destaca nas rochas ígneas do Complexo Santa Quitéria.

No setor norte, os corpos anfibolíticos assumem maiores dimensões, podendo se estender por até uma dezena de quilômetros, mantendo espessuras decamétricas. As *Figuras 12A* e *12B* retratam afloramento no setor centro-norte da área de estudo, a leste de Juá, onde anfibolitos e outras metamáficas compõem uma faixa de dezenas de metros. Grande número de amostras desse trabalho provém dessa faixa de afloramentos centro-norte, conforme mostra o mapa da *Figura 7*.

No setor sul, os corpos de anfibolitos têm menor expressão e são comumente observados como faixas concordantes com a foliação regional definida pelos xistos e gnaisses do Complexo Ceará. Na *Figura 12C*, que retrata ponto localizado no sangradouro do açude da localidade de Varjota (extremo sul do mapa), os anfibolitos ocorrem de maneira concordante

com granada xistos. As linhas brancas tracejadas da figura destacam os limites dos anfibolitos, sobre os quais desenvolveu-se o solo avermelhado exposto no corte da foto.

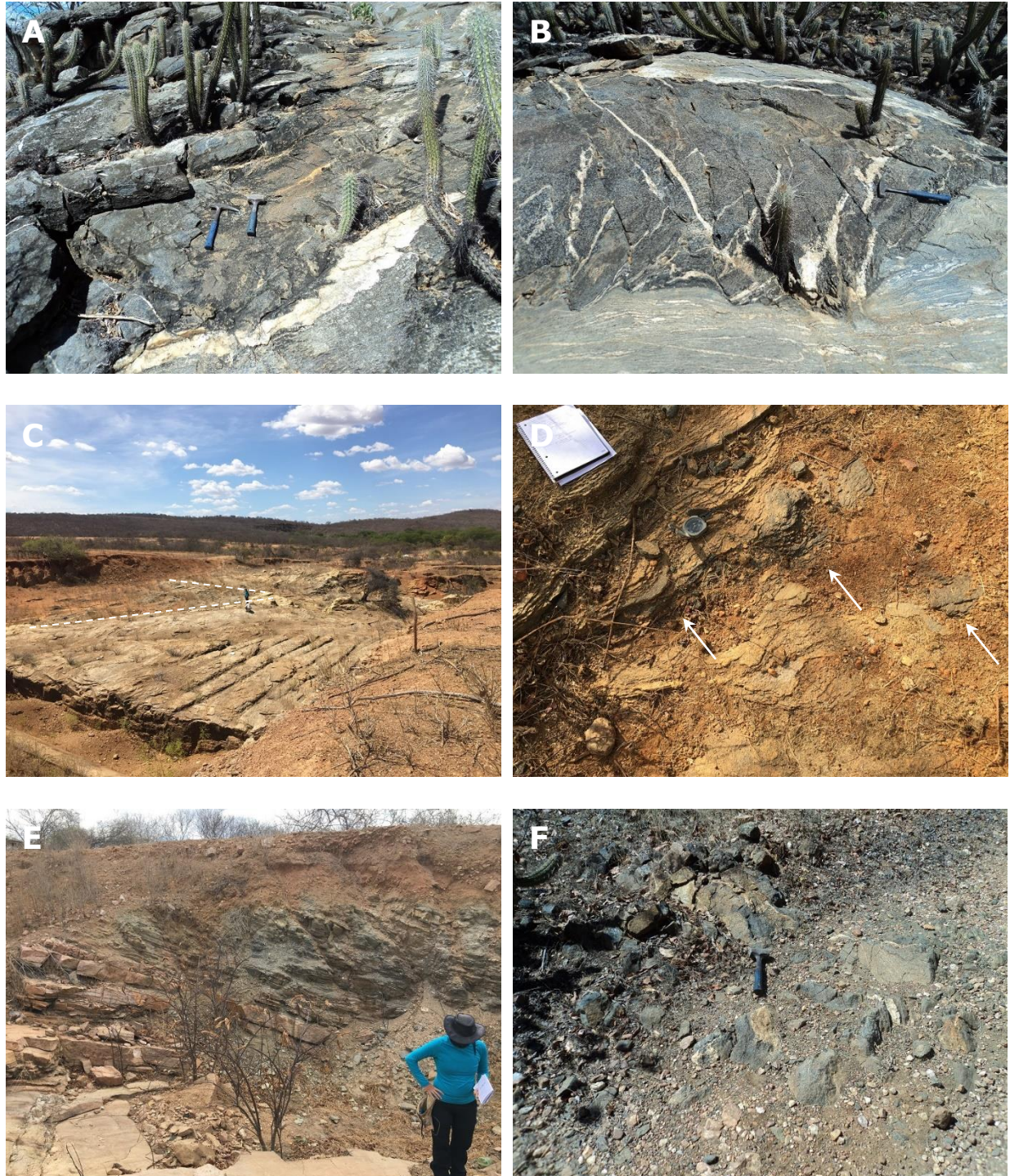


Figura 12 - Afloramentos e modos de ocorrência dos anfibolitos hospedados pelo Complexo Ceará. Legenda: A e B: afloramentos a leste de Juá (amostras TJJV-53 e TJJV-54), de anfibolitos percolados por veios de quartzo e afetados por silicificação; C: visão do sangradouro do Açude de Varjota (extremo sul da área de coleta; amostra TJJV-209); D: boudin de granada anfibolítico hospedado por quartzito (observar a espessura de poucos centímetros; ponto TJJV-179); E: boudin métrico de anfibolito hospedado por quartzitos (sangradouro do açude de Juá; próximo às amostras TJJV-45A e TJJV-45C); F: aspecto comum dos afloramentos de anfibolitos da área de coleta (amostra TJJV-13).

Os corpos de menor expressão, que correspondem à forma predominante de ocorrência, raramente mostram-se espessos (*Figura 12D*), embora usualmente estejam alongados segundo foliação regional e apresentem alguns metros de comprimento (*Figura 12E*). Sob esses casos, os anfíbolitos apresentam relações de contato que possibilitam identificá-los como *boudins* (referir-se novamente à *Figura 9E*, que retrata exemplo de *boudins* de anfíbolitos no Açude de Juá, porção centro-norte da área de coleta).

Além do referido sinal espectral nas composições gamaespectrométrica, o característico solo avermelhado decorrente da alteração dos anfíbolitos constitui um critério bastante prático e assertivo para identificação dessas ocorrências, sobretudo as de menores dimensões. Imagens aéreas, inclusive as disponibilizadas gratuitamente para aplicativos de localização em celulares, são excelentes guias. O contraste resultante da alteração dos sedimentos quartzosos e carbonáticos do Complexo Ceará, que resulta em solos esbranquiçados ou amarelados, realçam as faixas de anfíbolitos.

Os anfíbolitos mostram-se mais propensos à alteração intempérica química (comparados aos sedimentos mais quartzosos), desenvolvimento de solos, e não são incomuns afloramentos compostos apenas por blocos rolados, fraturados e esbranquiçados em meio ao solo vermelho característico (*Figura 12F*). Pelo menos três açudes da área de estudo (açudes de Juá, Varjota e Olhos d'Água; *Figura 7*) foram escavados em áreas com ocorrência de rochas máficas.

Os anfíbolitos da região de Juá foram afetados por uma zona de cisalhamento transcorrente em regime dúctil, que causou rotação regional (cinemática dextral como mostra rotação dos corpos ilustrados no mapa da *Figura 7*), pequenos cisalhamentos locais (de acomodação; cinemática eventualmente sinistral, como mostra *Figura 12B*) e intensa injeção de veios quartzosos (*Figuras 10A e 12B*). Com exceção dos anfíbolitos dessa região, as rochas hospedadas pelo Complexo Ceará não se mostram silicificados ou injetados por material granítico ou migmatítico.

Grande parte das ocorrências catalogadas apresenta foliação evidente e concordante com o *trend* regional NE-SW. Nesses casos, a mineralogia essencial compõe-se de anfíbólio + plagioclásio + quartzo \pm granada. Em respeito à presença da granada ou não, essas rochas denominam-se granada anfíbolitos ou simplesmente anfíbolitos, respectivamente. Na *Figura 7*, granada anfíbolitos são representados pelos círculos preenchidos em preto, enquanto anfíbolitos são representados pelo contorno dos círculos, também em cor preta.

Em ocorrências especiais, como a amostra **TTJV-12B** (*Figura 13A*) e os retro-eclogitos descritos no tópico seguinte, núcleos anfibolíticos que resistiram à instauração da foliação regional apresentam mineralogia diferenciada e, postula-se, correspondente a condição mais

avançada de metamorfismo. A amostra **TJJV-12B**, representada pelo círculo vermelho preenchido na *Figura 7*, possui clinopiroxênio em sua assembleia mineralógica, em adição ao anfibólio, plagioclásio e granada.

Envolvendo o referido núcleo resistente, estão granada anfibolitos representados pela amostra **TJJV-12A** (*Figura 13B*), cuja mineralogia compreende anfibólio + granada + plagioclásio + quartzo, mas sem clinopiroxênio. Bastante foliados, as rochas representadas pela amostra **TJJV-12A** mostram granada com dimensão milimétrica, mas muito fraturada e com evidente corona de plagioclásio e quartzo.



Figura 13 – Associação de (A) clinopiroxênio-granada anfibolito (TJJV-12B) e (B) granada anfibolitos (TJJV-12A).

Petrografia: quatro litotipos máficos e suas respectivas assembleias minerais foram identificados hospedados pelo Complexo Ceará. São:

- i) *anfibolitos*: hornblenda + plagioclásio + quartzo + rutilo + óxidos opacos ± epidoto ± clorita ± biotita;
- ii) *granada anfibolitos*: hornblenda + granada + plagioclásio + quartzo + rutilo + óxidos opacos ± epidoto ± biotita;
- iii) *anfibolitos com clinopiroxênio e granada*: clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + quartzo + rutilo + óxidos opacos ± granada ± epidoto;
- iv) *retro-eclogitos* (discutidos no tópico seguinte, 3.4.3 – *Retro-eclogitos hospedados pelo Complexo Ceará*).

Os anfibolitos e granada anfibolitos, muito foliados, são caracterizados por textura nematoblástica, desenvolvida pelos cristais de hornblenda. A orientação mineral geral é localmente perturbada pela interposição de cristais de granada, muito fraturada e do tipo atol, bordejada por plagioclásio e quartzo (*Figuras 14A e 14C*). As inclusões mais comuns em granada são hornblenda e quartzo.

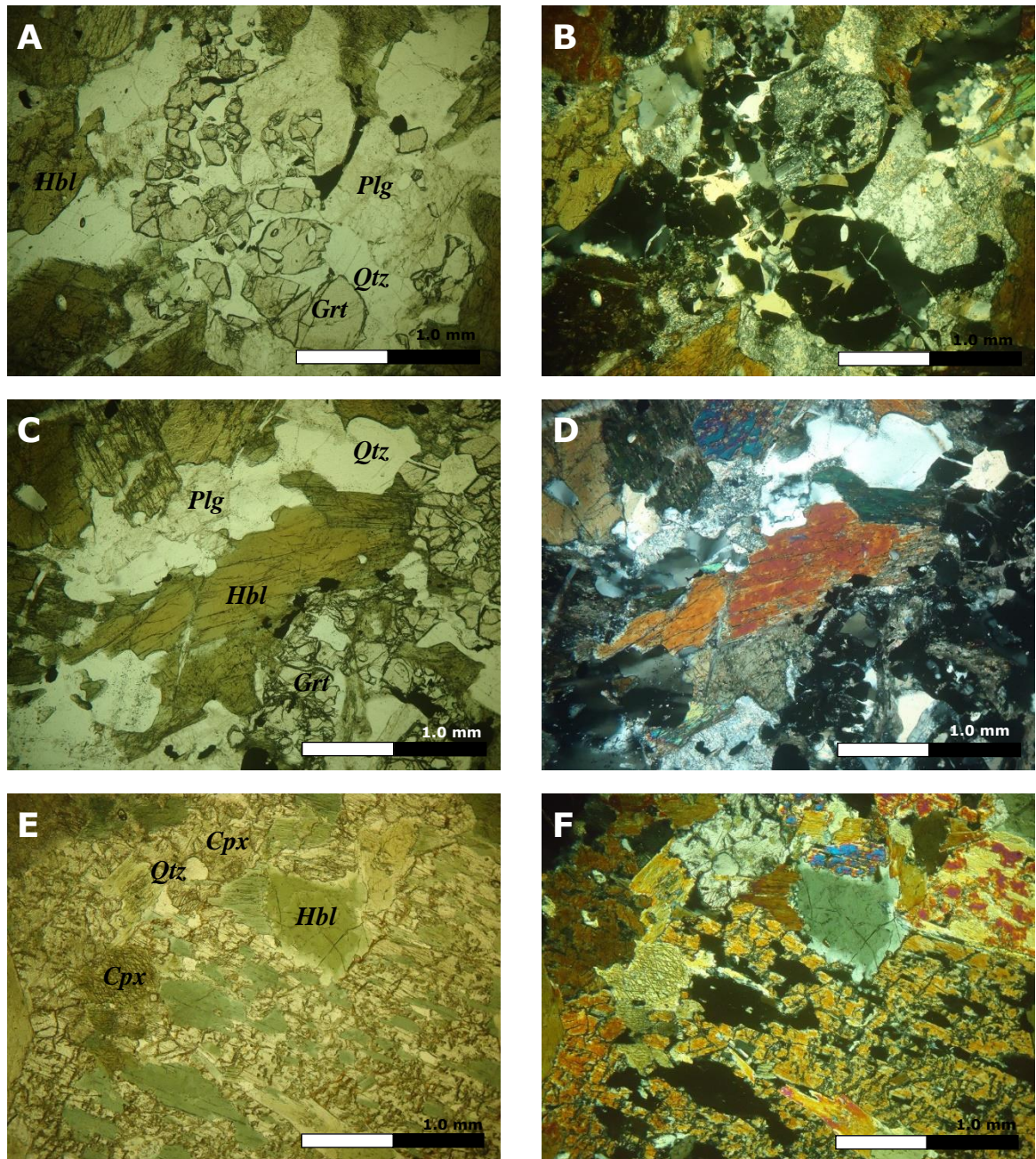


Figura 14 - Petrografia dos anfibolitos. Nota: a coluna da esquerda apresenta fotografias em luz natural, na coluna da direita com luz polarizada. *Legenda:* A e B – granada anfibolito (amostra TJJV-12A); C e D – granada anfibolito (amostra TJJV-54); E e F – anfibolito com clinopiroxênio (amostra TJJV-50).

Nos anfibolitos com clinopiroxênio, podendo ou não conter granada, o anfibólio ocorre essencialmente como resultado da substituição do piroxênio, conforme ilustra a *Figura 14E*.

3.4.2 – Retro-eclogitos hospedados pelo Complexo Ceará

No setor nordeste da área, no sangradouro do Açude Olhos d'Água, ocorrem rochas similares aos demais anfibolitos descritos anteriormente, que, no entanto, a partir da descrição petrográfica, são classificados como retro-eclogitos máficos. Na *Figura 7*, essas rochas são representadas pelo símbolo quadrado preenchido em cor vermelha.

Trata-se da terceira ocorrência de rochas desse gênero no Domínio Ceará Central da Província Borborema, ao lado os retro-eclogitos descritos para área de Forquilha (Santos *et al.*, 2009; Amaral *et al.*, 2011) e Itataia-Itatira (Castro, 2004; Arthaud *et al.*, 2015).

Na composição ternária RGB referente aos canais de Th, U e K, o maciço máfico de onde provém os retro-eclogitos tem formato estirado, estendendo-se por aproximadamente 3,0 quilômetros nos sentidos NE-SW, com pouco mais de 300 metros de espessura (referir-se ao encarte da composição RGB de U, Th e K, incluída na *Figura 7*).

O afloramento consiste de um pequeno alto topográfico, a poucos metros de distância do desague do sangradouro do referido açude (*Figura 15A*), hospedado em gnaisses quartzo-feldspático com quartzitos associados, ricos em biotita e que, localmente assumem feições xistosas, do Complexo Ceará (*Figura 15B*).

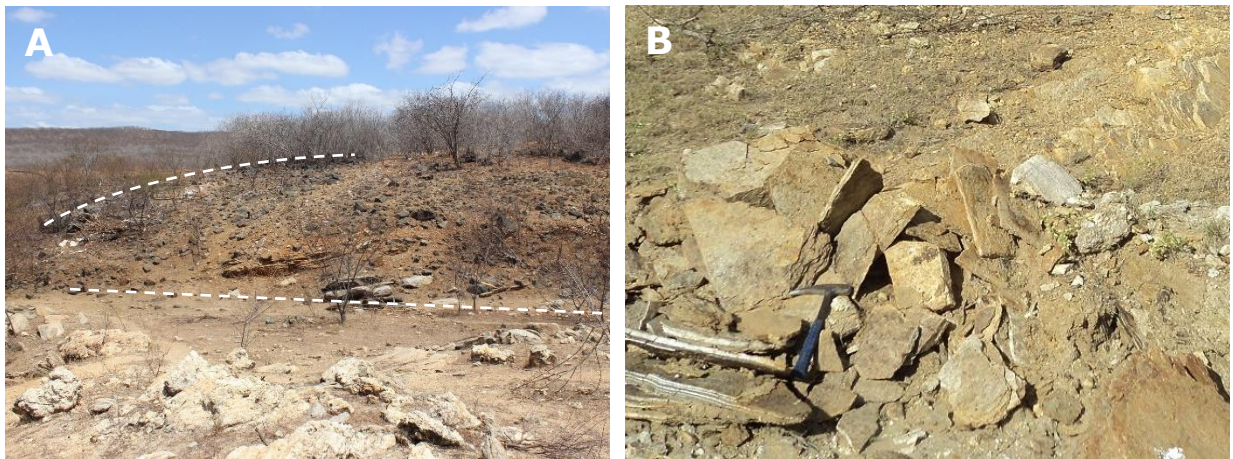


Figura 15 – Afloramento de retro-eclogitos na borda leste do Arco Magmático Santa Quitéria. *Legenda:* A – maciço máfico com retro-eclogitos e anfibolitos; B – quartzitos do Complexo Ceará, unidade que hospeda as máficas do local (observar as bandas mais ricas em biotita, no quadrante SW da fotografia, e o ângulo moderado da foliação, quadrante NE da fotografia; ponto TJJV-22/183).

Os quartzitos que hospedam os retro-eclogitos apresentam-se ondulados (localmente dobrados) e têm foliação regional desenvolvida segundo direção aproximadamente NE-SW e mergulhos moderados (30-60°; *Figura 15B*) para NW.

Observação do local do afloramento acompanhada dos registros estruturais sugerem que a área se insere num contexto de uma zona de cisalhamento dúctil de orientação aproximadamente N70E e baixo ângulo de caimento (*Figura 7*).

Corroborar a interpretação o fato de que a região do afloramento está próxima ao contato tectônico entre os complexos Sta. Quitéria e Ceará (encaixante; *Figura 19* e *Figura 20*). Apesar da estruturação do entorno, os retro-eclogitos são maciços (sem foliação penetrativa; *Figura 16A*). Têm coloração em tons cinzas escuros ou esverdeada. A textura da rocha destaca os porfiroblastos de granada com evidente borda de reação da matriz máfica de clinopiroxênio e anfibólio (*Figura 16B*).

Petrografia: a composição da rocha compreende granada + anfibólio (hornblenda) + plagioclásio + clinopiroxênio (diopsídio) + quartzo + clinozoizita + óxidos opacos ± biotita.

Ao microscópio, a textura granoblástica da rocha é dominada pela interposição de simplectitos sub-milimétricos de plagioclásio, diopsídio (hornblenda em alguns pontos mais alterados) e quartzo e coronas de plagioclásio e diopsídio, bordejando porfiroblastos milimétricos de granada e hornblenda (*Figura 16C*). Desconsiderando-se os simplectitos, que são associação de duas fases minerais, granada e hornblenda respondem pela a composição essencial da rocha.

No centro da fotografia apresentada na *Figura 16C* pode-se observar, da esquerda para direita, porfiroblastos de hornblenda e granada separados pela corona de coloração branca, composta de plagioclásio e diopsídio. Nessa situação, a onfacita, que reagiria com a granada para dar origem à corona, já foi totalmente substituída pela hornblenda devido à hidratação que caracteriza a reação. De igual importância, a quebra da onfacita em diopsídio + plagioclásio + hornblenda é visível em todas as microfotografias da *Figura 16*, em especial na *Figura 16D*.

A hornblenda da rocha ocorre como porfiroblastos milimétricos, bem formados (sub-idiomórficos), ou como simplectito com plagioclásio (*Figura 16E*). Seguindo a interpretação lógica que justifica a denominação dada à rocha, as ocorrências de hornblenda seriam resultado da alteração de clinopiroxênios (onfacita e diopsídio). Em algumas amostras, mais alteradas, por sua vez a hornblenda mostra sinais de substituição por biotita.

A granada pode ou não se apresentar fraturada. Nas ocorrências menos perturbadas, como a ilustrada pela microfotografia da *Figura 16E*, inclusões de quartzo (exemplo da figura), hornblenda e plagioclásio podem ser evidenciados. As inclusões nas granadas de retro-eclogitos constituem importante objeto de estudo para determinação das condições de pressão e temperatura às quais foram submetidas a rocha durante metamorfismo progressivo, como exemplifica o trabalho de Santos *et al.* (2015), com inclusões de coesita em granada dos retro-eclogitos de Forquilha. Pode apresentar-se zonada (*Figura 16F*), indicando variação composicional, em reflexo da mudança das condições de temperatura e pressão. Os campos de estabilidade dos *end-members* do grupo das granadas (piropo, almandina, espessartita, grossularita e andradita) também são indicadores da evolução das condições de P e T com metamorfismo. O estudo das inclusões da granada e de seu zoneamento composicional são alvos de estudos futuros.

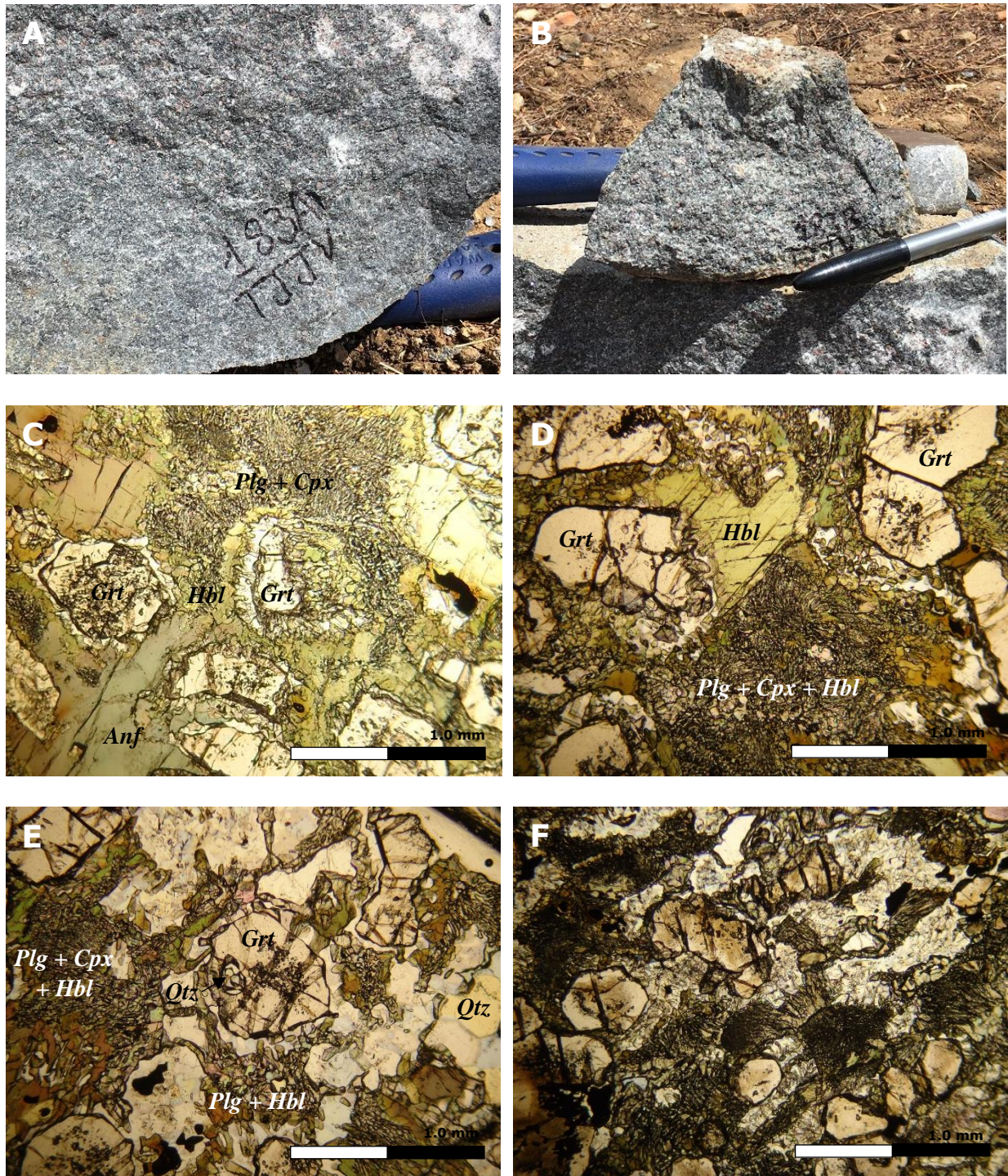


Figura 16 - Retro-eclogitos hospedados pelo Complexo Ceará. Legenda: A - fotografia do aspecto geral de retro-eclogito (amostra TJJV-183A), que destaca a forte presença de granadas bordejadas por plagioclásio (quadrante NW da fotografia); B - retro-eclogito com coloração levemente esverdeada (amostra TJJV-183B); C - aspecto da rocha ao microscópio, destacando as bordas de reação desenvolvidas entre a granada e anfibólio (lâmina TJJV-183C); D - texturas simplectíticas de plagioclásio, clinopiroxênio e quartzo (lâmina TJJV-183K); E - granada pouco fraturadas e com inclusão de quartzo (lâmina TJJV-183E); F - granadas zonadas (lâmina TJJV-183Y).

3.4.3 – Anfibolitos hospedados no Complexo Santa Quitéria

Os anfibolitos hospedados pelas rochas do Complexo Santa Quitéria estão distribuídos no setor oeste do mapa apresentado na *Figura 7*. São representados pelos símbolos quadrados e pela maior parte dos triângulos.

Em virtude do caráter magmático-migmatítico das rochas encaixantes, as ocorrências de anfibolitos são restritas, de pequenas dimensões e com pouca ou nenhuma continuidade lateral. As relações geométricas de contato com a encaixante não respeitam a estruturação regional, pois ocorrem, sobretudo como xenólitos (*Figura 17A e 17B*).

Algumas ocorrências de rochas anfibolíticas são classificadas como núcleos resistentes à migmatização, segundo definições estabelecidas pela IUGS (termo empregado: *resisters*; Wimmenauer & Bryhni, 2007). A fotografia da *Figura 17C* mostra núcleos de composição anfibolítica (sem granada), bandados, interpostos por veios de quartzo e feldspato, de origem migmatítica. Com exceção dos veios que percolam os referidos núcleos, de maneira aleatória (sem respeito pelo bandamento) não foi verificado outro indicio de anatexia nas porções anfibolíticas. Na fotografia seguinte, *Figura 17D*, um núcleo máfico, composto essencialmente por biotita e anfibólio, é intensamente recortado por veios migmatíticos, provenientes da encaixante.

A alteração decorrente da percolação de fluídos magmáticos durante ascensão e oriundos da migmatização das encaixantes, faz com que os anfibolitos do domínio Santa Quitéria sejam alterados por silicificação e feldspatização. Na *Figura 17E*, granada anfibolito mostra sinais de silicificação e crescimento de feldspato potássico segundo proeminente bandamento que afeta a rocha. A fotografia da figura seguinte, *Figura 17F*, mostra efeito similar, em maior detalhe, com destaque para os núcleos róseos, de feldspato potássico e o aspecto vítreo conferido à rocha devido à silicificação.

Para petrografia e geoquímica, atenção importante foi dada à coleta, focando nos núcleos menos afetados pela silicificação ou em pontos do afloramento onde não houvessem sinais de seus efeitos. Em porções mais sãs da rocha, tanto no que se refere à alteração intempérica quanto no caso da silicificação, é possível distinguir na composição mineral anfibólio + plagioclásio + quartzo \pm granada \pm biotita.

Petrografia: os anfibolitos do domínio Santa Quitéria são classificados em dois tipos:

- i) *anfibolitos:* hornblenda + plagioclásio + quartzo + rutilo + óxidos opacos \pm biotita \pm epidoto.

- ii) *granada anfibolitos*: granada + hornblenda + plagioclásio + quartzo + rutilo + óxidos opacos \pm biotita.

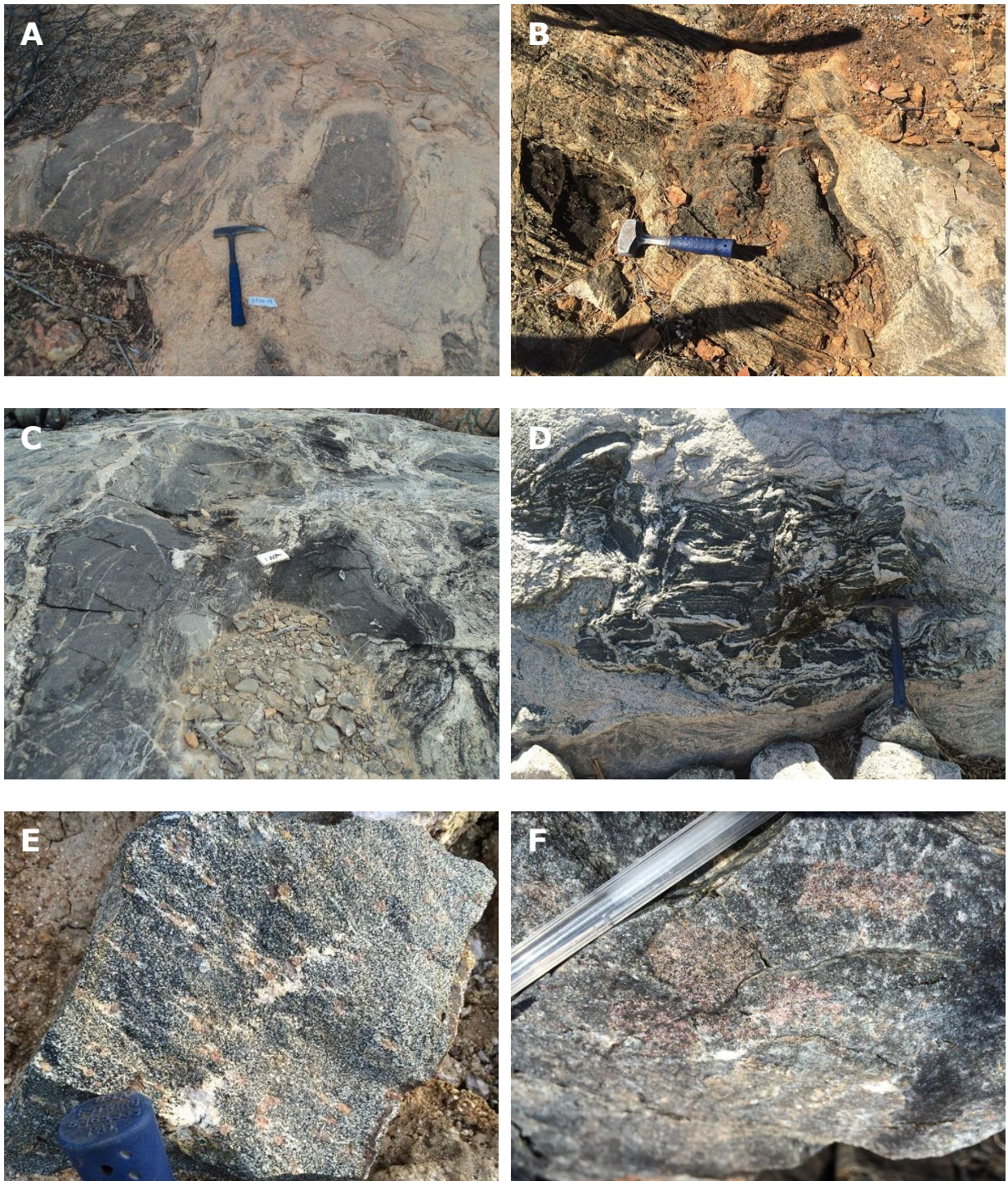


Figura 17 - Anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria. *Legenda:* A – núcleos máficos em migmatito da Unid. Tamboril (ponto TJJV-01); B – xenólito anfibolítico em rocha da Unid. Lagoa Caiçara (ponto TJJV-66); C – núcleos máficos resistentes à migmatização (ponto TJJV-50); D – enclave máfico recortado por veios migmatíticos (ponto TJJV-122); E - granada anfibolito com evidências de silicificação e feldspatização (ponto TJJV-91); E e F – aspecto da silicificação e feldspatização em anfibolito (ponto TJJV-92).

Para um conjunto de anfibolitos representados pelos símbolos quadrados da *Figura 7*, hospedados pelo Complexo Santa Quitéria, evidência de desestabilização de fases minerais é limitada.

Esse conjunto apresenta textura granoblástica, com cristais bem formados (*Figura 18A e 18B*). Não é incomum ocorrência de epidoto (*Figura 18C*) ou substituição inicial da hornblenda por biotita.

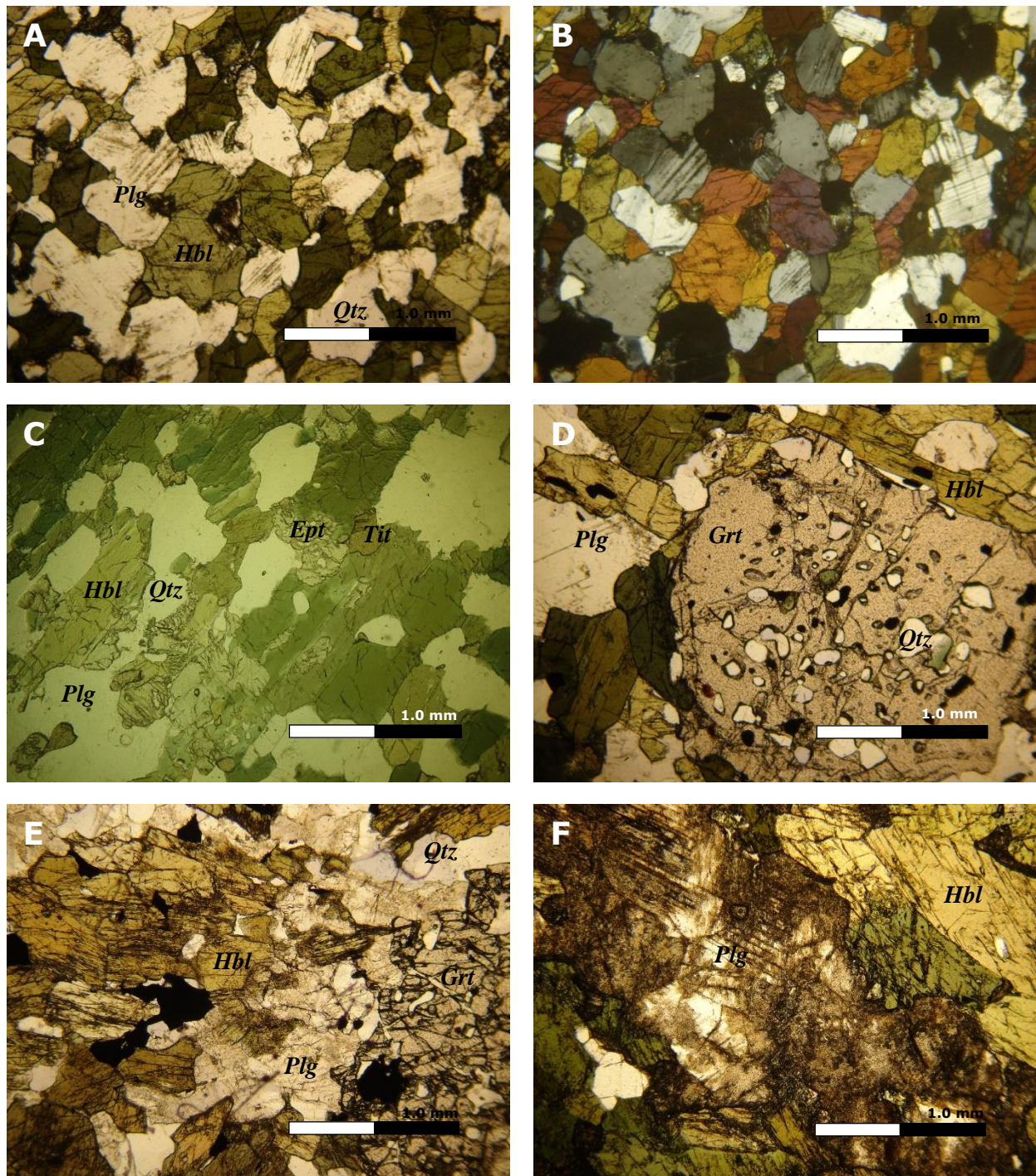


Figura 18 - Petrografia dos anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria. *Legenda:* A e B – anfibolito com textura granoblástica (microfotografia da esquerda em luz natural, na direita em luz polarizada; lâmina TJJV-112A); C – anfibolito com sinais de alteração (notar ocorrência de epidoto; lâmina TJJV-114); D – granada anfibolito (notar a dimensão do cristal de granada e as numerosas inclusões; lâmina TJJV-112A); E – granada anfibolito orientado (notar o padrão de faturamento da granada, aproximadamente paralelo à orientação geral; lâmina TJJV-141); F – notar alteração do plagioclásio (lâmina TJJV-141).

A granada tem com alguns milímetros de diâmetro, com numerosas inclusões de quartzo, plagioclásio e mesmo hornblenda (*Figura 18D*).

Para um segundo conjunto de anfibolitos, representados pelos triângulos na *Figura 7*, textura orientada (nematoblástica; *Figura 18E*) é a norma. Nesse conjunto, a granada caracteriza-se por conter muitas fraturas, quase sempre segundo orientação geral da textura da rocha, apesar de manter numerosas inclusões (*Figura 18E*), como ocorre com o outro conjunto de anfibolitos do setor oeste da área de coleta. Além disso, esse conjunto mostra um estágio mais avançado de aparecimento de biotita em substituição da hornblenda e de saussuritização do plagioclásio (*Figura 18F*)

4. DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

4.1 – GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL

Das principais feições e características estruturais (falhas, foliações, lineações, indicadores de cinemática, etc.; *Figura 21*) reconhecidas na área de estudo e apresentadas na *Figura 19*, são marcantes a presença de extensos cavalgamentos com vergência para leste e de zonas de cisalhamento dúctil transcorrente NW-SE.

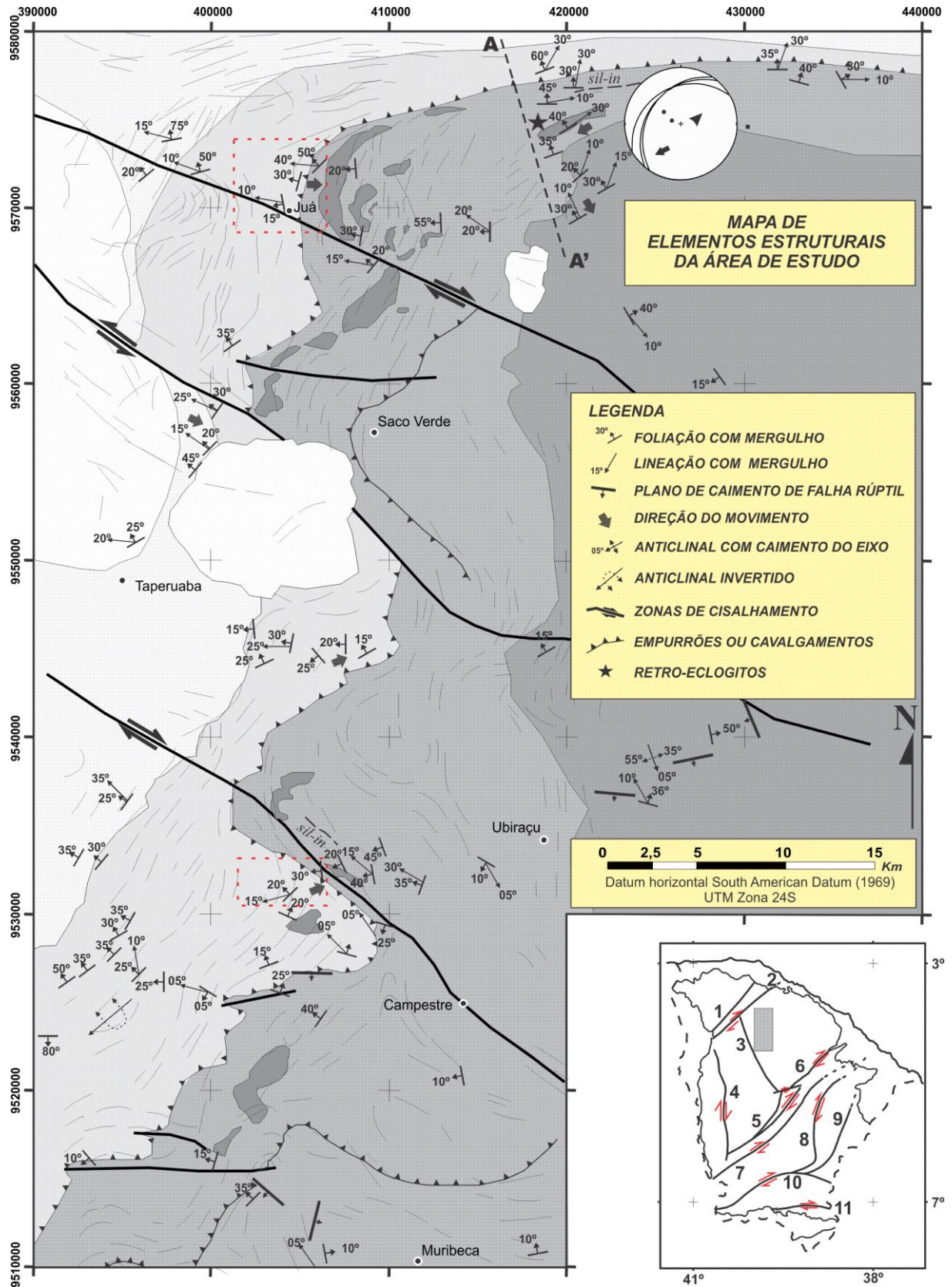
Os contatos entre as grandes unidades geológicas da área (complexos Santa Quitéria, Ceará e Canindé do Ceará) são do tipo tectônico, definidos principalmente por cavalgamentos, embora o contato entre os litotipos seja difuso e gradual, sobretudo nas rochas metassedimentares do Complexo Ceará. As unidades estratigráficas da área estão geometricamente organizadas segundo regime de *nappes* com vergências para leste e sudeste (*Figura 19* e *Figura 20*).

A foliação principal regional (S_n) apresenta direção paralela ao contorno do arco magmático (*Figura 6*), com caimento em ângulos moderados (15° - 45° ; *Figura 21A*). Em função da existência das zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, pode ocorrer rotação da orientação geral da foliação, como ilustram as direções medidas nas regiões a noroeste das localidades de Juá e Campestre (quadros pontilhados em cor vermelha na *Figura 19*). Próximo aos cavalgamentos, a foliação apresenta-se ondulada, descrevendo pequenos dobramentos cujo eixo é aproximadamente coincidente com a direção de caimento máximo do plano de cisalhamento (observar estereograma do setor NE da área de estudo; *Figura 19*).

As lineações minerais (L_x) têm direção perpendicular ao contorno do arco magmático, com caimento de baixo ângulo (05° - 30° ; *Figura 21A*), usualmente para NW e W. No setor central da área, lineações *down-dip* são comuns. Diferentemente da foliação S_n , lineações não demonstram ter sido afetadas pelas zonas de cisalhamento, entretanto, uma nova lineação de estiramento direcional ocorre associada às zonas transcorrentes.

Os indicadores cinemáticos levantados em campo mostram movimentação geral para E e SE (representados pelas setas na *Figura 19* e exemplificados pelas fotografias da *Figura 21A* e *21B*), embora admita-se movimentação tangencial ao arco magmático, conforme verificado nos setores NE e SW da área de estudo.

Desenvolvimentos rúpteis identificados correspondem às falhas com intensa cominuição mineral, dando origem a ultracataclasitos e cataclasitos (*Figura 21C* e *21D*), usualmente orientadas segundo direção E-W. Também são evidentes duas famílias principais de fraturamento, de direções N-S e E-W.



A organização estrutural da área coloca as rochas magmáticas e migmatíticas do Complexo Santa Quitéria (idades de cristalização entre 830-620 Ma, obtida segundo método U-Pb em zircão; Araújo *et al.*, 2014), metassedimentares do Complexo Ceará (T_{DM} da ordem de 1,58-1,07 Ga; Arthaud *et al.*, 2015) e as rochas orto- e para-derivadas do Complexo Canindé do Ceará (T_{DM} 2,94-2,40 Ga; Arthaud *et al.*, 2015) em contato tectônico entre si (Figura 20).

A manutenção da orientação da foliação regional entre os domínios estratigráficos estabelecidos pelos complexos Santa Quitéria e Ceará, além da ausência de crenulações penetrativas, transposições de foliação ou dobramentos de grande escala apontam para existência de um único evento deformacional, contínuo e em regime dúctil. O referido evento seria responsável pelo desenvolvimento da foliação regional, dos grandes cavalgamentos e das zonas de cisalhamento.

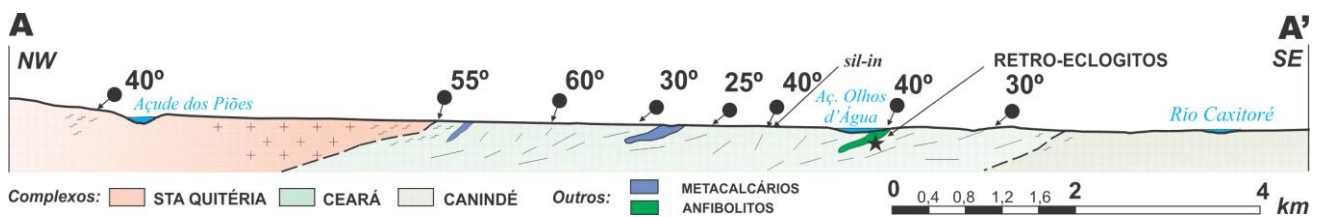


Figura 20 - Perfil A-A', segundo traço NW-SE apresentado na Figura 17, que apresenta mergulho geral. Sem escala vertical. Elaborado dados próprios e retirados da Folha Irauçuba (Souza Filho *et al.*, 1999).

A rotação verificada na geometria dos corpos geológicos (observar os contornos das ocorrências de anfibolitos a leste da localidade de Juá, afetados pelo cisalhamento; Figura 7 ou Figura 19) e na foliação regional em alguns setores, seria resultado do movimento das *nappes* em interferência com as zonas de cisalhamento NW-SE, que atuariam como rampas laterais. Esses fatos pontuam em favor da interpretação da simultaneidade da instauração dos cavalgamentos e do cisalhamento na estruturação dessa região.

As duas ocorrências inequívocas de silimanita nas rochas metassedimentares do Complexo Ceará (com confirmação petrográfica), apesar da grande expressão de xistos e mica xistos entre os litotipos, foram feitas apenas para amostras provenientes de setores adjacentes ao arco (identificar “Sil-in” na Figura 19 e Figura 20). Aliada à ausência de dobramentos invertidos no domínio metassedimentar (migmatitos do Complexo Santa Quitéria apresentam dobramentos com flancos invertidos), a ocorrência de silimanita nessas regiões corrobora com a inversão metamórfica verificada por Arthaud *et al.* (1988).

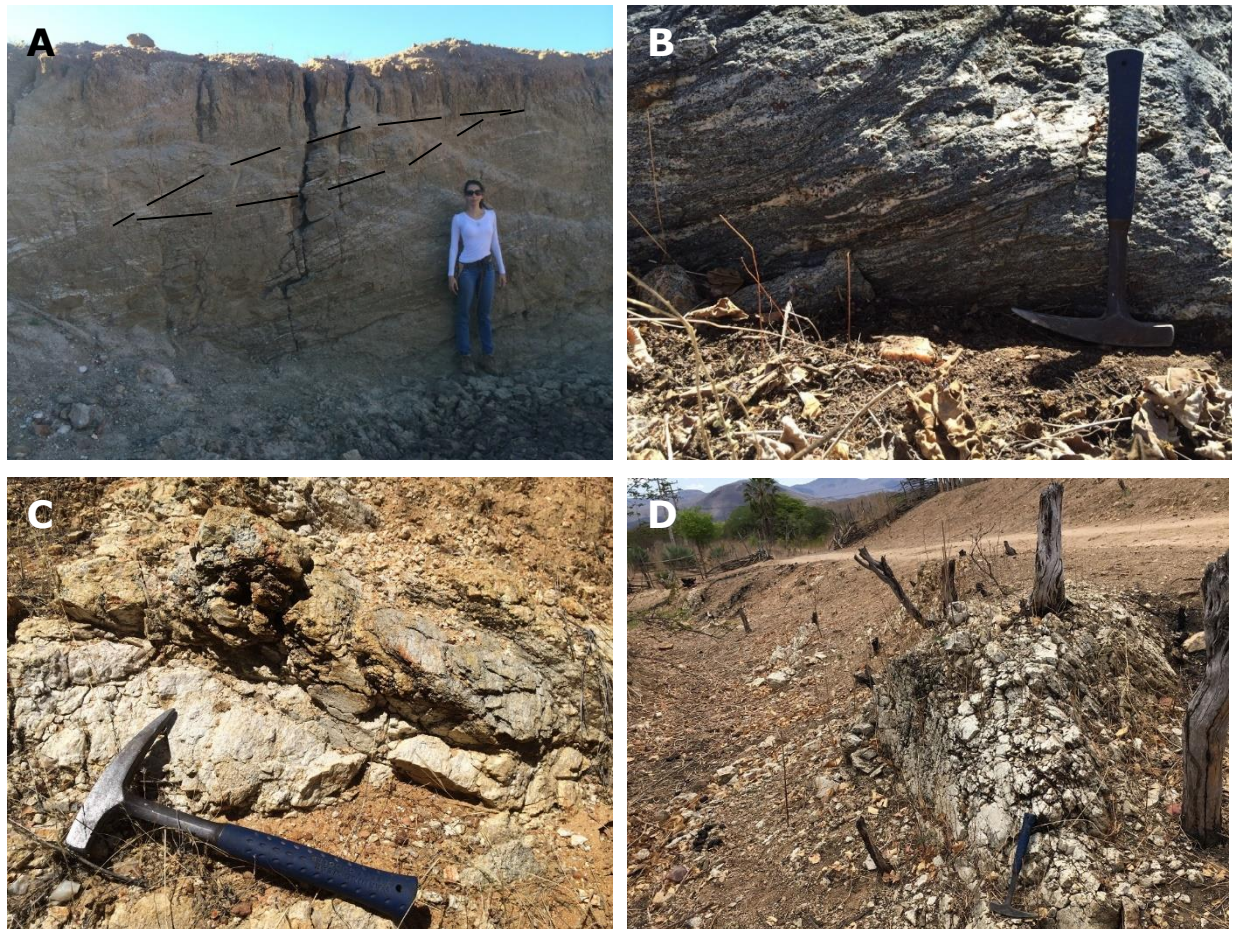


Figura 21 – Alguns elementos estruturais dúcteis e rúpteis da área de estudo. *Legenda:* A – plano N70E, em escavação de açude (ponto TJJV-131, oeste de Ubiraçu), onde aflora biotita gnaiss (Cmp. Ceará) estruturado segundo foliação de direção NW-SE, com caimento em ângulo moderado (25°-30°) para SW e lineação aproximadamente *down-dip* (notar a estrutura sigmoide gerada pela foliação, denotando senso de movimentação dextral, para N-NW); B – granada-biotita gnaiss (Cmp. Ceará; S_n N35W/45SW; L_x N45W/15SE), em plano de observação N70W (ponto TJJV-148,; oeste de Ubiraçu), mostrando sigmoides e *strain shadow*, denotando movimentação dextral; C – detalhe plano de falha rúptil de orientação N55E/70SE, afetando mica xistos do Cmp. Ceará (notar a cominuição dos xistos, gerando rocha similar a cataclasito; ponto TJJV-152, oeste de Ubiraçu); D – plano de falha rúptil, marcada pela recrystalização de quartzo (cataclasitos), de orientação aproximadamente L-W (N80E/70SE; ponto TJJV-196, leste de Ubiraçu).

4.2 – METAMORFISMO NOS ANFIBOLITOS

Devido à pequena expressão espacial e à grande descontinuidade das faixas de ocorrência das rochas máficas na área de estudo, que testificam seu provável caráter alóctone, o estabelecimento de isógradas não é possível. Conforme afirmam Bucher & Frey (2002), o surgimento de minerais índices, como clinopiroxênio, por exemplo, nem sempre podem ser caracterizados por transições clássicas do tipo “Cpx-in” como comumente é feito com metapelitos, inclusive em termos de temperatura e pressão.

Evidências estruturais e petrográficas sugerem que as rochas dos complexos Santa Quitéria e Ceará, foram submetidas a apenas um ciclo deformacional, reponsável pelo desenvolvimento da foliação regional S_n que, por sua vez, não apresenta sinais de perturbação (crenulação, dobramento ou transposição). Essa concepção mostra concordância com a

trajetória tectônica aceita para os terrenos que compõem a porção central do Estado do Ceará, isto é, teriam sido submetidos apenas à tectônica brasileira. Dessa forma, a discussão do metamorfismo que afetou os anfibolitos e retro-eclogitos, objetos do presente estudo, usa S_n como guia cronológico.

Não é possível estabelecer se a paragênese de pico metamórfico foi gerada concomitantemente com desenvolvimento da foliação regional. No entanto, na ausência de texturas interpretadas como pré-deformacionais (pré- S_n), sejam elas de ordem ígnea (protólito) ou oriunda de estágio metamórfico que precedeu o pico, e sabendo que os fenômenos retrometamórficos apresentam-se unicamente como reações químicas de transformação mineral, assumir-se-á, aqui, que o estabelecimento da foliação regional e da paragênese de pico foram eventos contemporâneos.

Anfibolitos hospedados nos complexos Ceará e Santa Quitéria foram classificados como anfibolitos, granada anfibolitos, clinopiroxênio-granada anfibolitos e retro-eclogitos (item 2.2.4). Diferenças texturais e apresentação de grãos minerais são circunstanciais, mas rochas hospedadas no Complexo Santa Quitéria mostram-se simultaneamente menos afetadas pela tectônica, no que tange à deformação da matriz mineral, e sob condições metamórficas de menor grau, quando comparadas às hospedadas pelo Complexo Ceará. A alteração mineral presente nas amostras do Complexo Santa Quitéria é igualmente menor, com poucas evidências de substituição ou faturamento dos minerais.

4.2.1 – *Metamorfismo nos anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria*

Embora apresentem-se levemente foliados, os anfibolitos e granada anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria mostram textura primariamente granoblástica e seus porfiroblastos minerais sugerem crescimento em condições de recristalização estática.

Inclusões arredondadas de plagioclásio, hornblenda e quartzo em porfiroblastos de granada, mostram dimensões diminutas, quando comparados aos minerais da matriz (*Figura 22A*; ou *Figura 18D*). Uma vez incluídos, os cristais, cujo formato arredondado pode ser atribuído a reações de difusão com o porfiroblasto que os envolve, foram isolados das condições de tensão externas. Os cristais da matriz, no entanto, continuaram a crescer simultaneamente ao desenvolvimento do porfiroblasto de granada, diminuindo a área superficial entre grãos ou cristais (efeito de *grain boundary area reduction*; Passchier & Trouw, 2005; pg.: 51). Ao contrário do observado nas rochas estudadas, matriz composta por cristais de dimensões comparativamente menores do que as mostradas por inclusões, denota

recristalização sob condições de deformação e é feição tipicamente evidente em milonitos, por exemplo.

O crescimento simultâneo de porfiroblastos de granada, hornblenda e plagioclásio tipifica paragênese de fácies anfibolito (*Figura 23*, quimiográfico 2), correspondente ao pico metamórfico para as rochas hospedadas no Complexo Santa Quitéria. Anfibolitos nesse complexo apresenta anfibólio e plagioclásio em paragênese (juntamente com quartzo e outros acessórios), mas sem granada, e também tipificam fácies anfibolito (*Figura 23*, quimiográfico 1). Parte dessas ocorrências, exemplificadas pela amostra **TJJV-114** (*Figura 18C*), apresentam epidoto em circunstância que, embora não seja livre de questionamento, interpreta-se não ser retrometamórfica, mas remanescente de estágio metamórfico anterior. Confirmada a interpretação anterior, anfibolitos hospedados no Complexo Santa Quitéria registram condições metamórficas que vão desde finais da transição entre fácies xisto verde-anfibolito até a fácies anfibolito.

4.2.2 – *Metamorfismo nos anfibolitos hospedados pelo Complexo Ceará*

Classificadas como anfibolitos, granada anfibolitos, clinopiroxênio-granada anfibolitos e retro-eclogitos, discutidos a seguir, as rochas hospedadas pelo Complexo Ceará apresentam assembleia mineral do tipo hornblenda + plagioclásio + quartzo \pm granada \pm clinopiroxênio, que tipifica fácies anfibolito (*Figura 23*, quimiográfico 2).

Em termos comparativos, as rochas hospedadas pelo Complexo Ceará foram submetidas a condições metamórficas mais elevadas que as hospedadas pelo Complexo Santa Quitéria. A ocorrência de retro-eclogitos nesse domínio testifica em favor da interpretação. Além disso, o aparecimento de clinopiroxênio em rochas máficas marca o início da transição para fácies granulito (*Figura 23*, quimiográfico 3) e a coloração amarronada do referido mineral é indicativo de fácies anfibolito superior. Comparando a coloração da hornblenda presente nos anfibolitos do Complexo Ceará (*Figura 22B e 22C*) e do Complexo Santa Quitéria (*Figura 22A*), depreende-se que o anfibólio presente no segundo grupo é notadamente mais verde (Bucher & Frey, 2002).

Texturas verificadas nos anfibolitos do domínio metassedimentar sugerem retrometamorfismo, em conformidade com o observado nos retro-eclogitos, discutidos a seguir, das quais destacam-se as que envolvem granada e clinopiroxênio. A granada, mostra padrão atol (*Figuras 14A e 14C*), com fraturas preenchidas por hornblenda e, alguns grãos diminutos (pelo menos 0,5 mm), apresentam plagioclásio coronal (*Figura 22C*).

Clinopiroxênio, por sua vez, apresenta padrões de substituição por hornblenda segundo clivagens (*Figura 22E*) e exsoluções de titanita (*Figura 22B*).

Indicativos de ordem mineralógica sugerem, portanto, que em trajetória progressiva, a maior parte dos anfibolitos do domínio metassedimentar (Complexo Ceará), atingiram condições de fácies anfibolito superior. Com desenvolvimento de hornblenda em substituição ao clinopiroxênio, o retrometamorfismo verificado para esses anfibolitos, no entanto de trajetória incerta, coadunaria com verificado para os retro-eclogitos, indicando fácies anfibolito ou anfibolito inferior.

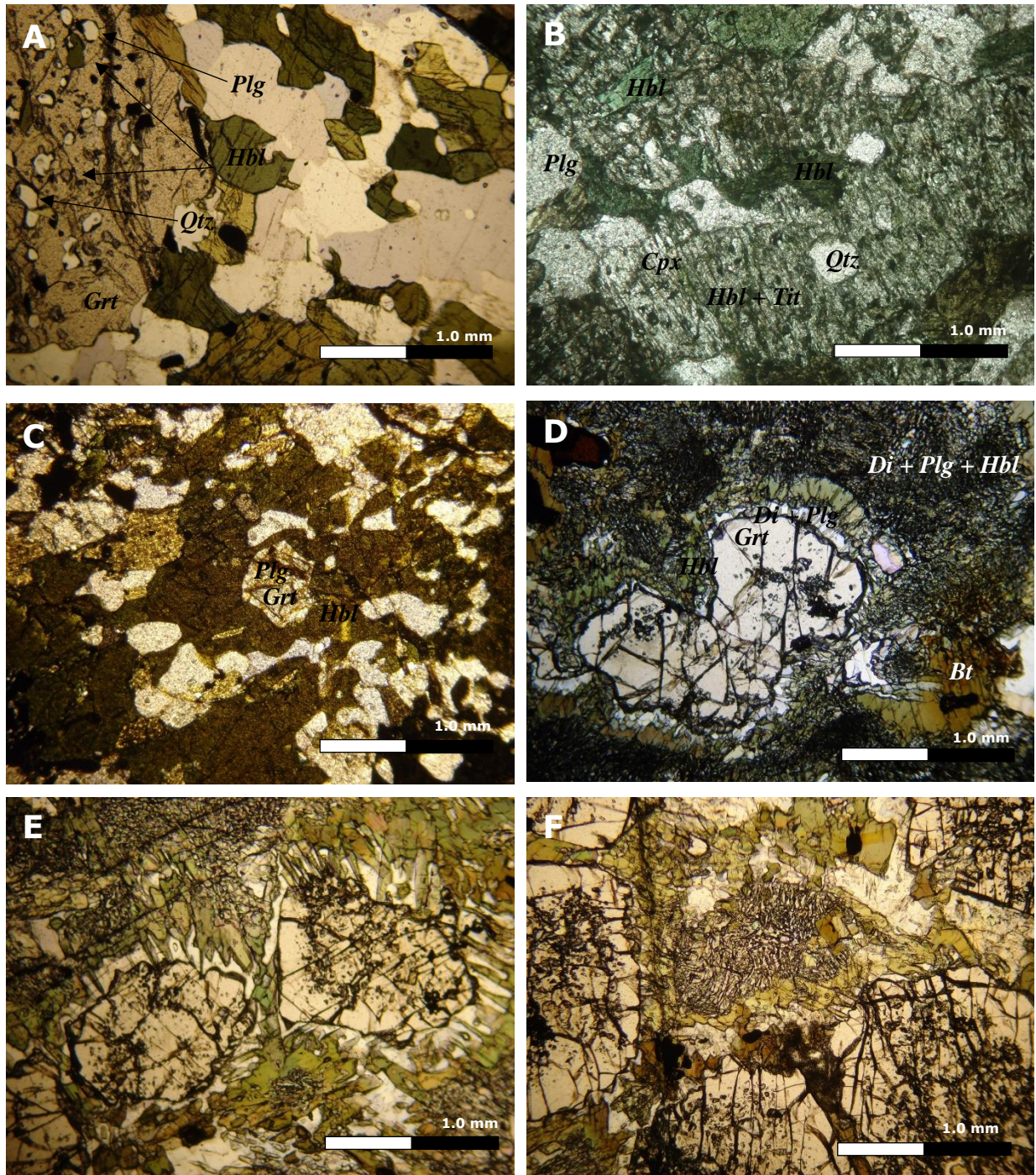


Figura 22 - Texturas metamórficas em anfibolitos e retro-eclogitos. Legenda: A – porfiroblastos de granada, hornblenda, plagioclásio e quartzo, sugerindo cristalização mineral sob condições estáticas (Cmp. Santa Quitéria; lâmina TJJV-112A); B – padrão de exsolução de cristais de clinopiroxênio em titanita e sua substituição por hornblenda; C – bordas de plagioclásio em granada anfibolito; D – dupla corona de plagioclásio + diopsídio e hornblenda em granada de retro-eclogitos (lâmina TJJV-183B); E – corona de plagioclásio entre granada e anfibólio de amostra de retro-eclogito (lâmina TJJV-183B); F – textura simplectica de plagioclásio + diopsídio + hornblenda desenvolvida a partir da onfacita (lâmina TJJV-183B).

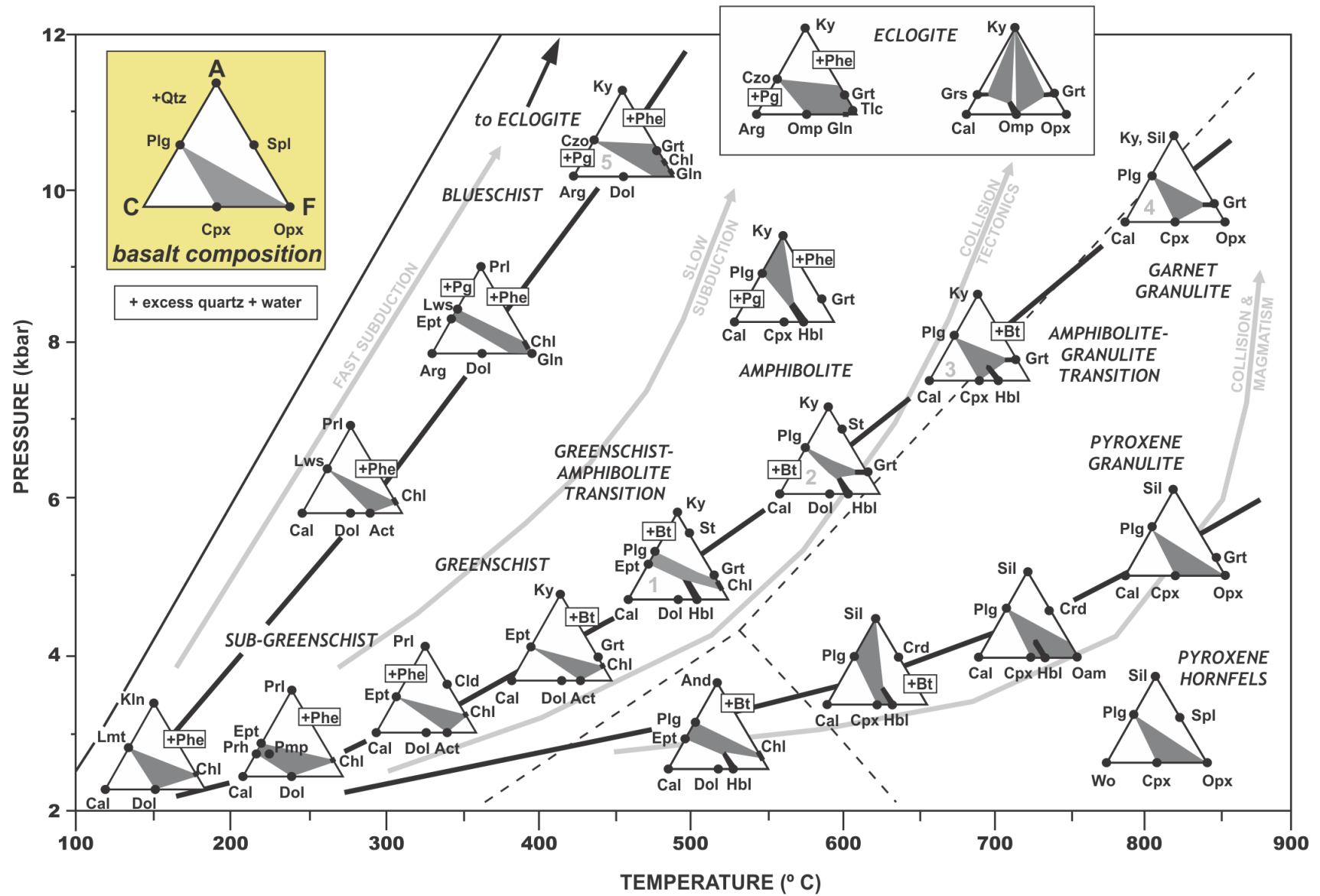


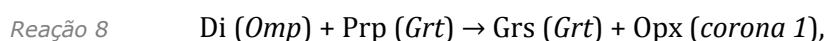
Figura 23 – Quimiográficos, redesenhado de Bucher & Grapes (2011).

4.2.3 – Metamorfismo nos retro-eclogitos hospedados pelo Complexo Ceará

A individualização de retro-eclogitos na área (*Figura 7*) decorre do fato de que a rocha apresenta texturas petrográficas que caracterizam reações retrometamórficas desenvolvidas em eclogitos. No caso, tem-se o reaparecimento de plagioclásio como subproduto tanto da reação onfacita + granada + água, quanto da quebra da onfacita em diopsídio + plagioclásio + componente tschermakítico, absorvido pela hornblenda.

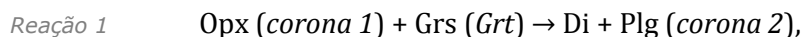
A descompressão ou redução da temperatura vigente são possíveis causas para desenvolvimento de reações e texturas retrometamórficas em eclogitos embora, no presente estado de entendimento dessa ocorrência, não seja possível afirmar quais fatores foram significativos para estabelecimento do retrometamorfismo nas rochas aqui estudadas. Feição retrometamórfica mais evidente é existência de corona dupla ao redor da granada dada por simplectitos de plagioclásio + diopsídio e por hornblenda e simplectitos de diopsídio + plagioclásio + hornblenda (*Figura 22D*). Coronas simples de simplectitos de plagioclásio + diopsídio (alterando para anfibólio) entre granada e hornblenda (*Figura 22E*) também ocorrem. Outra feição importante, supracitada, é a ocorrência de simplectitos de diopsídio + plagioclásio + hornblenda (*Figura 22F*).

As coronas identificadas (dupla de simplectitos de plagioclásio + diopsídio e de hornblenda) descrevem mecanismo de desenvolvimento controlado por reações sequenciais. A corona mais externa, de hornblenda (*Figura 22D*), provavelmente reflete reação inicial da granada (rica no componente piropo) com onfacita, resultando em ortopiroxênio, conforme descreve a reação,

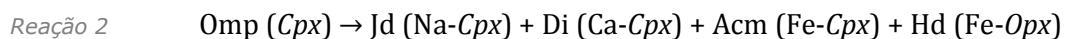


O componente piropo, de maior expressão na composição de granada gerada em fácies eclogito, é o principal componente envolvido na reação acima descrita, que se desenvolve nas bordas dos cristais por difusão a pequenas distâncias. A progressão total da reação deixaria em contato direto grãos de ortopiroxênio e granada, cuja composição nas bordas já empobrecida em piropo, teria como essencial o componente grossulária.

O retrometamorfismo favoreceria a reação entre o componente grossulária das bordas da granada e o ortopiroxênio, dando origem ao par plagioclásio e diopsídio, que formam a corona interna. A reação que descreve essa transformação retrometamórfica é similar à descrita na transição entre granulitos e eclogitos (Buscher & Frey, 2002), exceto pelo sentido geral da cinética química, conforme consta abaixo,



Simultaneamente à geração das coronas, o arrefecimento das condições de P e T retrometamórficas também provocaria a desestabilização da solução sólida diopsídio-jadeita que tipifica o clinopiroxênio onfacita, liberando seus componentes principais,



O aparecimento de plagioclásio atesta que atingidas as condições retrometamórficas, sobretudo no que se refere às condições de pressão, também seria desestabilizada a jadeita. O aparecimento de hornblenda compreende a reestabilização dos componentes acmita e hedenberguita, um clinopiroxênio sódico de ferro e um ortopiroxênio cálcio de ferro, respectivamente, às novas condições de temperatura. A feição petrográfica resultante é a textura simplectítica descrita por diopsídio (CaMg-Cpx) + plagioclásio (CaNa-Plg) + hornblenda (CaNa-FeAl-Hbl), mostrada na *Figura 22F*.

A interpretação das texturas observadas e das transformações minerais envolvidas assume que, em trajetória progressiva, a supracitada ocorrência de metabasitos (quadrados em cor vermelha, *Figura 7*; pontos **TJJV-22** e **TJJV-183**) teria sido submetida a condições de pico metamórfico em fácies eclogito. Corroboram com essa interpretação: identificação de assembleia mineral que, embora apresente-se em estágio retrometamórfico, é condizente com a existência pretérita de paragênese adequada para definição referida fácies metamórfica, de granada e clinopiroxênio, em ausência total de plagioclásio (todo plagioclásio presente na rocha é oriundo de reações secundárias às condições de pico metamórfico).

Estudos incorporando dados de química mineral da granada bem como identificação e análise das inclusões presentes (*Figura 16E*), são requeridos para estabelecimento das condições de pico metamórfico e adequação de interpretações quanto aspectos do ambiente tectônico responsável pela recristalização da rocha. No entanto, analogia aos eclogitos de temperaturas baixa (*LT* eclogites) e intermediária (*MT* eclogites) de Bucher & Frey (2002) pode ser feita. A proximidade com o Arco Magmático Santa Quitéria facultaria interpretação de recristalização associada à zona de subducção, uma vez que existem dúvidas quanto à polaridade da mesma. Por outro lado, a associação a gnaisses, gnaisses migmatíticos e a gradação para terrenos de fácies anfibolito pontuaria em favor dos eclogitos de temperatura intermediária.

Retrometamorfismo pode ter ocorrido segundo inversão da trajetória comumente observada em regimes colisionais com magmatismo (sub-xisto verde, xisto verde, anfibolito, granulito, eclogito; *Figura 23*), embora argumentos que solidifiquem essa interpretação, como no caso da trajetória pró-metamórfica, sejam igualmente inconclusivos.

5. PETROGÊNESE

O entendimento do metamorfismo como um conjunto de mudanças físico-químicas para um estado de maior equilíbrio dentro de sistemas geológicos dinâmicos, carrega implicação da existência de uma trajetória entre estágios inicial e final de equilíbrio. Ao longo dessa trajetória, os fenômenos e processos que a rocha foi submetida deixaram evidências que podem ser recuperadas e interpretadas sob a luz dos conhecimentos atuais. Para o caso de rochas submetidas às condições metamórficas de alto grau, o estágio final de equilíbrio (ou quase equilíbrio) é o único prontamente identificado.

Para as rochas estudadas nesse trabalho, o estágio final corresponde à assembléia mineral que tipifica fácies anfibolito, com hornblenda + plagioclásio + quartzo + rutilo + óxidos opacos \pm granada \pm clinopiroxênio \pm epidoto \pm biotita. A paragênese de pico metamórfico demonstra que algumas amostras podem ter sido submetidas às condições de fácies anfibolito superior e eclogito, conforme evidenciam texturas retrometamórficas de substituição e reação. Anterior às paragêneses metamórficas, no entanto, é a composição mineralógica de ordem ígnea, resultada da formação do protólito, que corresponde ao estágio inicial de formação das rochas estudadas. Embora a referida assembleia mineralógica ígnea não possa mais ser estabelecida, algumas características do protólito ainda podem ser recuperadas, conforme mostram as discussões a seguir.

5.1 – IDENTIFICAÇÃO DO PROTÓLITO

Rochas às quais se aplica a denominação de anfibolito, respeitando aos critérios adotados pela IUGS (Coutinho *et al.*, 2007), podem ser derivadas tanto do metamorfismo de rochas máficas (orto-anfibolitos) quanto de certas rochas sedimentares (para-anfibolitos). O metamorfismo de margas impuras (folhelhos calcáreos ou dolomíticos) e sedimentos vulcanogênicos também resulta em assembleia mineralógica dominada por anfibólios e plagioclásio.

Reconhecimento de textura bandada e íntima associação com terrenos sedimentares clásticos e químicos foram ênfases de trabalhos dedicados à definição de para-anfibolitos na metade do século XX (Wicox & Poldervaart, 1958; Walker *et al.*, 1960). As referidas características, no entanto, não são evidências conclusivas de origem sedimentar, pois descredita, por exemplo, o papel da tectônica na estruturação de terrenos exemplificados por bacias sedimentares com vulcanismo ou sequências vulcano-sedimentares submetidas ao metamorfismo (Evans & Leake, 1960).

Best (2003) afirma que o reconhecimento do protólito pode ser feito com base em três propriedades de rochas metamórficas:

- i) *Texturas reliquias*: em rochas de baixo grau, onde a recristalização não gerou grandes cristais ou nas quais a deformação ainda não foi substancial, o contato entre minerais ou texturas micro- e macroscópicas originais podem não ter sido obliteradas;
- ii) *Relações de campo*: em algumas instâncias, o progresso do metamorfismo é gradual, e torna-se possível reconhecer porções ou áreas não afetadas pela deformação e recristalização;
- iii) *Composição química da rocha*: apesar do espectro contínuo de composições de rochas ígneas e sedimentares, algumas categorias de protólitos podem ser reconhecidas, mesmo sob condições de intenso metassomatismo, com o uso de elementos menos móveis.

Segundo a referida concepção da ocorrência de anfibolitos vigente em meados do século XX (Wicox & Poldervaart, 1958; Walker *et al.*, 1960), os anfibolitos aqui estudados, até o presente ponto desse texto entendidos como rochas metamáficas mas sem tratativa formal, poderiam inadvertidamente ser classificados como para-anfibolitos. Texturas reliquias microscópicas ou macroscópicas foram obliteradas pelo regime metamórfico, bem como paragênese ígnea, e as relações de campo revelam associação íntima com a sequência tipo quartzo-pelítico-carbonática do Complexo Ceará (*Figuras 8E e 8F*) e do Complexo Santa Quitéria.

Leake (1964) propôs um método geoquímico de distinção entre para- e orto-anfibolitos usando os parâmetros ou normas de Niggli. Os referidos parâmetros, definidos por Niggli (1954), são obtidos a partir da soma das razões obtidas entre a porcentagem em peso relativa de um óxido na composição da rocha total e seu peso molecular, resultando no equivalente molecular, como denominou o autor.

Não existem evidências de que o processo de diferenciação magmática ou a variação da composição de rochas sedimentares estejam associados à composição de óxido ou elemento em particular. Segundo Leake (1964), no entanto, a diferenciação das rochas magmáticas pode estar associada com o decréscimo sistemático dos parâmetros *mg* (equivalente molecular calculado para o magnésio; similar ao número Mg, ou *#mg*) e *fm* (equivalente molecular calculado a partir dos óxidos de metais de transição, incluindo ferro) e incremento dos parâmetros *si* (equivalente molecular de sílica), *alk* (equivalente molecular dos óxidos de elementos alcalinos e alcalinos terrosos) e *al* (equivalente molecular calculado do óxido de alumínio).

Os parâmetros ou normas de Niggli para os anfíbolitos estudados foram calculados com auxílio do software GCDKit (Janoušek *et al.*, 2006), a partir das análises químicas de elementos maiores (*APÊNDICE I*), e estão sumarizadas no *APÊNDICE II*.

As relações estabelecidas entre as normas de Niggli (1954), apresentadas na *Figura 24*, são condizentes com os comportamentos esperados por Leake (1964) para orto-anfíbolitos. A dispersão observada sobretudo nas normas *alk* e *al*, cujos valores são obtidos com base em óxidos relativamente móveis, se deve ao metamorfismo ao qual foram submetidas as rochas.

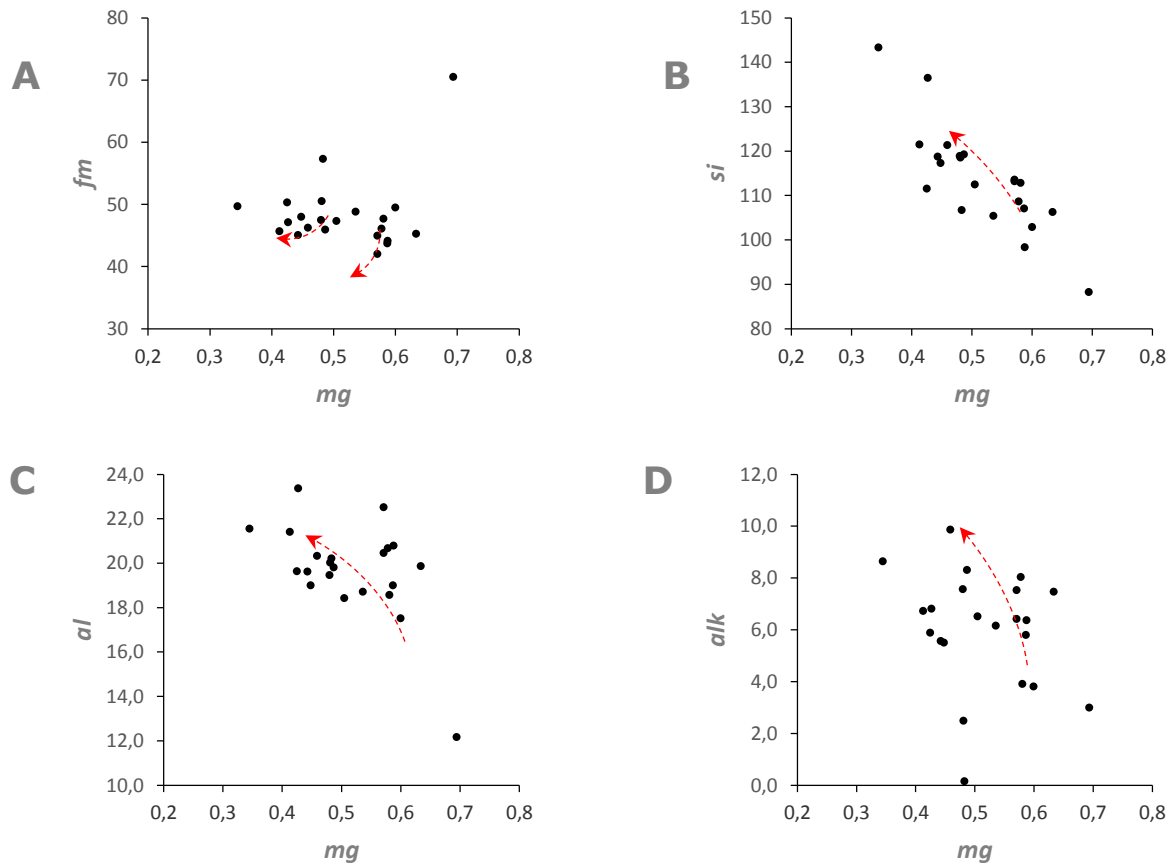


Figura 24 –Variação das normas Niggli *fm* (A), *si* (B), *al* (C) e *alk* (D) versus *mg*.

Em seu estudo comparativo, Leake (1964) proporia o uso dos diagramas de normas Niggli mg vs. c (equivalente molecular de CaO) e c vs. $al-alk$ (soma dos equivalentes moleculares de alumínio e dos elementos alcalinos, respectivamente), para discriminar entre para- e orto-anfibolitos.

No diagrama mg vs. c , as rochas anfibolíticas da área de estudo distribuem-se segundo *trend* de evolução magmática proposto por Leake (1964; *Figura 25A*), e não ao longo dos *trends* verticais estabelecidos pela variação calcários-margas-pelitos ou dolomitos-dolomitos impuros-pelitos. O segundo diagrama proposto por Leake (1964), que relaciona as normas Niggli c vs. $al-alk$ (*Figura 25*), é menos conclusivo, pois admite grandes faixas de sobreposição entre rochas para- e orto-anfibolíticas. Entretanto, as amostras aqui estudadas plotam no campo correspondente aos orto-anfibolitos.

Outro critério de distinção importante apontado por Leake (1964), é a concentração de metais de transição siderófilos, como Ni e Cr, e litófilos densos, como Ti e V. Esses elementos são abundantes na composição de rochas ígneas máficas, protólitos de orto-anfibolitos, e usualmente encontrados na estrutura cristalina de minerais como olivina, clinopiroxênio, magnetita, ilmenita e titanita. Além disso, sua densidade relativamente alta é uma barreira para concentração em rochas sedimentares clásticas ou químicas impuras. A comparação com os padrões NASC (*North American shale composite*; Gromet *et al.*, 1984) e PAAS (*Post-Archean average Australian shale*; McLennan, 2001), revela que as rochas estudadas mostram enriquecimento de 1,5 a 2,0 vezes na composição de Cr, Ni, V e Ti.

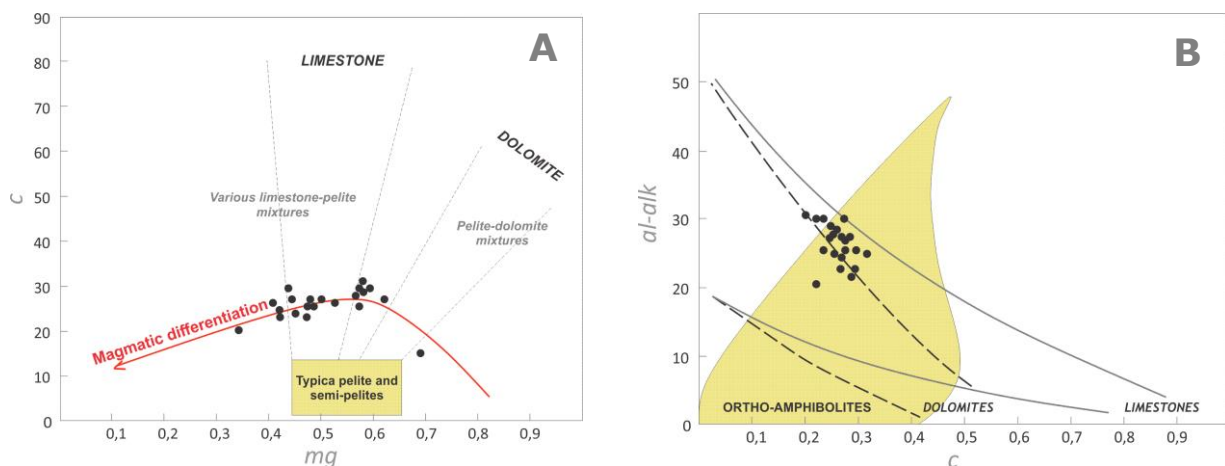


Figura 25 –Diagramas de classificação de para- e orto-anfibolitos (Leake, 1964); A – mg vs. c ; B – c vs. $al-alk$.

5.2 – CLASSIFICAÇÃO MAGMÁTICA

O conteúdo de SiO_2 das rochas varia entre 42,74% e 53,07% em peso e o teor de álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) entre 0,07% e 4,65% em peso. No diagrama TAS (total álcalis vs. sílica) proposta por Le Bas & Streckeisen (1991) e adotado pela IUGS, as amostras estudadas são classificadas como basaltos e basaltos andesíticos de afinidade sub-álcalina ou tholeiítica (figura apresentada no **APÊNDICE III**).

No entanto, em virtude da mobilidade dos elementos maiores alcalinos, optou-se pelo uso do diagrama proposto por Pearce (1996), que usa Zr/Ti e Nb/Y como equivalentes do teor total de álcalis e sílica, respectivamente. O diagrama de Pearce (1996) é uma modificação do método de classificação feito por Floyd & Winchester (1975) que, inicialmente, não previa classificação de lavas geradas em ambientes convergentes. No diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti resultante (Pearce, 1996; *Figura 26A*) as amostras estudadas são, portanto, classificadas como basaltos e basaltos alcalinos.

No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; *Figura 26B*), no qual A representa a soma do teor de elementos alcalinos (álcalis total) e F e M correspondem, respectivamente a Fe_2O_3^t e MgO , as amostras demonstram pertencer à série magmática tholeiítica. O método de distinção entre magmas da série cálcio-álcalina e tholeiítica proposto por Miyashiro (1974), que independe do teor de álcalis, confirma a tendência tholeiítica para as rochas estudadas (diagrama apresentado no **APÊNDICE III**). A distinção entre basaltos tholeiíticos ricos em magnésio e ferro (Jensen, 1976), não é conclusiva. No entanto, as rochas classificadas como basaltos alcalinos no diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti (observar os círculos da *Figura 26A* e *Figura 26B*) tendem a apresentar-se como ferro-basaltos, enquanto as outras rochas mostram afinidades com basaltos ricos em Mg.

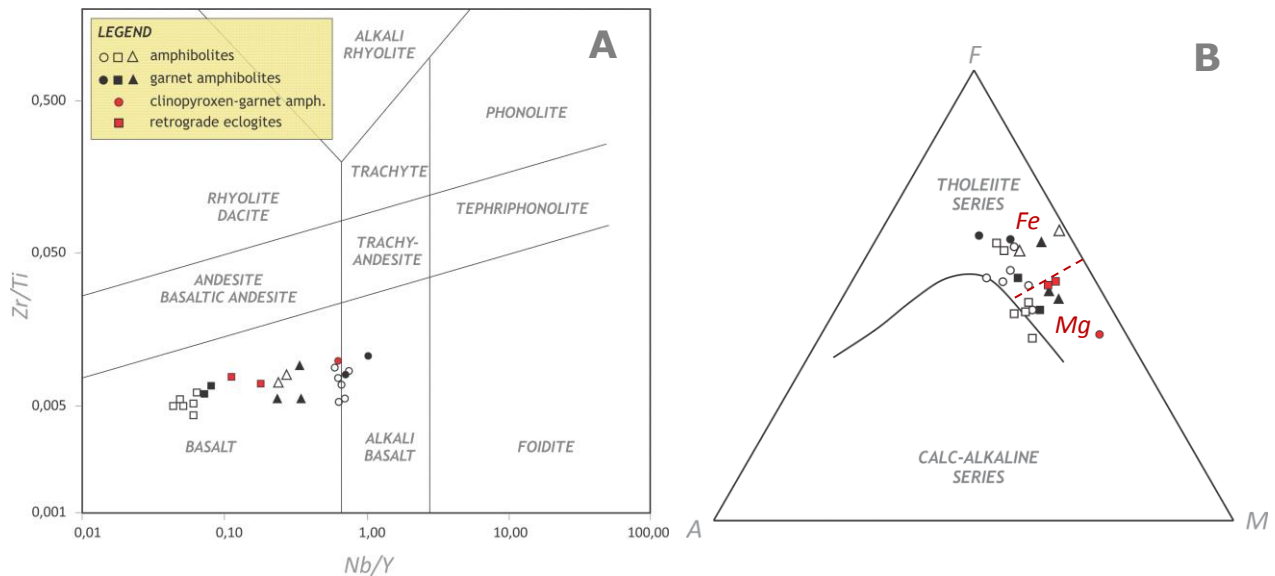


Figura 26 - A: Diagrama Nb/Y e Zr/Ti (Pearce, 1996); B: diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), modificado para incluir linha que distingue entre basaltos tholeiíticos ricos em Fe e em Mg (Jensen, 1976).

O reconhecimento do tipo de magma fornece informação sobre o ambiente tectônico de formação de rochas ígneas. De acordo com Best (2003) rochas tholeiíticas e cálcio-alcálinas tipificam zonas de subducção onde ocorrem, pois, sua composição é resultado da natureza química da crosta sendo subductada. Suítes de rochas compostas por basaltos enriquecidos em ferro, andesitos e dacitos tholeiíticos ocorrem principalmente em arcos de ilhas oceânicas, onde crosta oceânica é consumida na convergência de duas placas igualmente oceânicas.

A ocorrência de uma assembleia composta por basaltos enriquecidos em ferro, andesitos, dacitos e riolitos cálcio-alcálinos indicaria formação em regime de crosta continental espessa, onde se assiste à subducção de outra placa litosférica. De acordo com o autor, o *plot* de amostras no diagrama SiO_2 vs. K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) fornece bom indicador da espessura da crosta associada com o seu ambiente de formação. Ewart (1982) demonstrou que o incremento na concentração de K_2O na composição da rocha mostra relação positiva com a espessura da crosta, ao comparar amostras provenientes das ilhas de Tonga (arco de ilhas oceânico em crosta de aproximadamente 12 km de espessura), da Nova Zelândia (arco de ilhas oceânico em crosta de aproximadamente 35 km de espessura) e da Cordilheira dos Andes (arco continental em crosta de 50 km de espessura). A informação do diagrama resultante para as amostras aqui estudadas tem caráter especulativo (diagrama incluído no **APÊNDICE III**), em função da alta mobilidade de K_2O durante metamorfismo.

A discussão aprofundada sobre o regime e tipo de crosta envolvidos na formação das rochas aqui estudadas é reservada para o próximo tópico, usando titânio e elementos traços imóveis: os *HSFES* Nb, Th, Ta; *LREEs* e *HREEs*.

5.3 – CLASSIFICAÇÃO TECTÔNICA (PEARCE, 2008)

5.3.1 – Método

Avanços no entendimento do comportamento de elementos imóveis feitos ao longo dos últimos 40 anos deram origem ao que Pearce (2008; 2014) chama de geoquímica de elemento imóveis, um subcampo da geoquímica convencional. O desenvolvimento do referido campo de estudo tem possibilitado a classificação tectônica de lavas alteradas. Indicadores constituídos por razões matemáticas estabelecidas entre elementos imóveis, aos quais o autor confere a denominação de *proxies*, reservam informação sobre processos físicos como o índice de fracionamento, alcalinidade, temperatura e regime de fluxo do manto, além da influência de contaminação crustal ou formação em ambiente de subducção ativa.

Segundo Pearce (2008), as variações de composição apresentada por basaltos podem ser explicadas por três fatores: 1) contaminação crustal de basaltos formados em litosfera continental, resultando em enriquecimento seletivo de Th e *LREEs*, além de anomalias negativas de Nb; 2) efeitos da fonte e da taxa de fusão, representada pelos gradientes Nb-Ti e 3) efeitos da granada residual na fonte. Em vista desses fatores, o autor propõe um método de classificação gráfico para basaltos oceânicos e não-oceânicos, que tem como base as razões Th/Yb, TiO₂/Yb e Nb/Yb.

Basaltos oceânicos (*N-MORBs*, *OIBs*, *E-MORBs*, etc) definem um campo diagonal de distribuição no gráfico tipo Nb/Yb vs. Th/Yb de Pearce (2008; *Figura 27A*), e rochas cristalizadas de magmas que tiveram interação com a crosta durante ascensão ou que têm, em sua formação um componente de subducção, são deslocadas para fora do campo diagonal, por possuírem razões Th/Nb maiores.

A distinção entre basaltos oceânicos é feita, segundo Pearce (2008) usando o *plot* gráfico das razões Nb/Yb vs. TiO₂/Yb (*Figura 27B*). Nessa representação, os basaltos de ilhas oceânicas (*OIBs*) distribuir-se-iam num arranjo horizontal, obedecendo às maiores razões TiO₂/Yb, um indicativo de fusão em grandes profundidades, usualmente associada às plumas mantélicas. Basaltos de dorsais meso-oceânicas normais (*N-MORBs*) ou enriquecidos (*E-MORBs*) distribuir-se-iam em arranjo igualmente horizontal, mas segundo razões TiO₂/Yb menores, em consequência de fusão em profundidades crustais rasas. A razão Nb/Yb atuaria como indicador da alcalinidade de *OIBs* e auxiliaria na distinção entre *MORBs* de segmentos normais e os enriquecidos, visto que, para uma mesma faixa de valores de TiO₂/Yb, *OIBs* alcalinos e *E-MORBs* possuem maiores razões Nb/Yb que seus pares *OIBs* tholeiíticos e *N-MORBs* (Pearce, 2008; 2014).

A identificação do ambiente de formação de rochas que apresentam sinais claros de contaminação crustal ou influência de subducção pode ser feita lançando mão do diagrama Ti vs. V de Shervais (1982; *Figura 27C*). De acordo o referido autor, o vanádio, um metal de transição imóvel, ocorre naturalmente em três estados de valência eletro-atômica, cuja incompatibilidade aumenta com o grau de oxidação. A presença de água durante fusão do manto faz com que o processo se torne mais oxidante, causando, portanto, oxidação do vanádio, o aumento sua incompatibilidade com manto e de sua partição pelo magma. A subducção de água leva a um processo de fusão que não só produz magmas com menor teor de Ti, mas com maior teor de V e, portanto, maior razão V/Ti.

5.3.2 – Resultado

Nos diagramas da *Figura 27*, as amostras aqui estudadas são classificadas segundo método exposto anteriormente, desenvolvido por Pearce (2008). Para fins de comparação, nos gráficos também constam a classificação dos retro-eclogitos e anfobolitos da região de Forquilha (W do Arco Magmático Santa Quitéria), cuja análise química encontra-se disponível no trabalho de Amaral *et al.* (2011). Essa associação de rochas metamáficas (anfíbolitos, granada anfíbolitos, clinopiroxênio-granada anfíbolitos e retro-eclogitos) e orto- e para-derivadas de alto grau de Forquilha foi objeto de estudos avançados de geoquímica, geobarometria, geocronologia e geologia isotópica (Amaral *et al.*, 2015; Ancelmi *et al.*, 2015; Santos *et al.*, 2009; 2015).

A distinção entre rochas geradas em regime exclusivamente intra-oceânico e aquelas em ambiente de subducção ou com contribuição crustal (*Figura 27A*) demonstra que o conjunto aqui estudado é constituído por rochas geradas nas duas ambiências tectônicas.

O primeiro sub-conjunto (representado pelos círculos), previamente identificado por se tratar de basaltos a basaltos alcalinos, de afinidade tholeiítica, alto Fe, com evidente fracionamento entre *LREEs* e *HREEs*, e primariamente hospedados pelo Complexo Ceará, classificam-se como basaltos de fundo oceânico. A dedução entre sub-domínios oceânicos, proposta por Pearce (2008) sob a forma do diagrama TiO_2/Yb vs. Nb/Yb (*Figura 27B*), implica no entendimento do referido sub-conjunto como basaltos de ilhas oceânicas (em tradução livre, do termo inglês *oceanic island basalts* ou, simplesmente, *OIB*). Teria, portanto, se originado de material mantélico enriquecido e extraído de grandes profundidades (Wilson, 1989; Best, 2003).

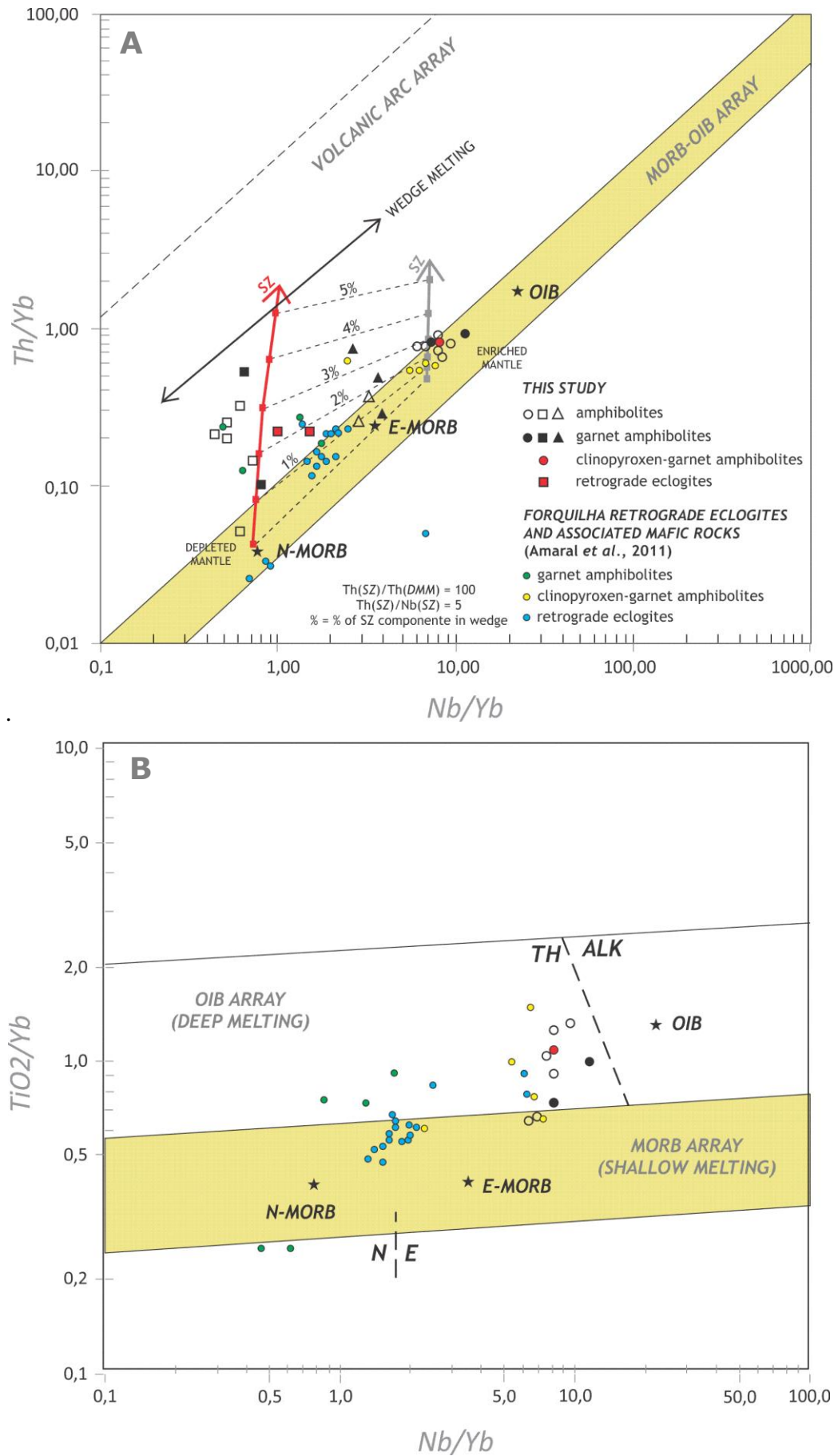
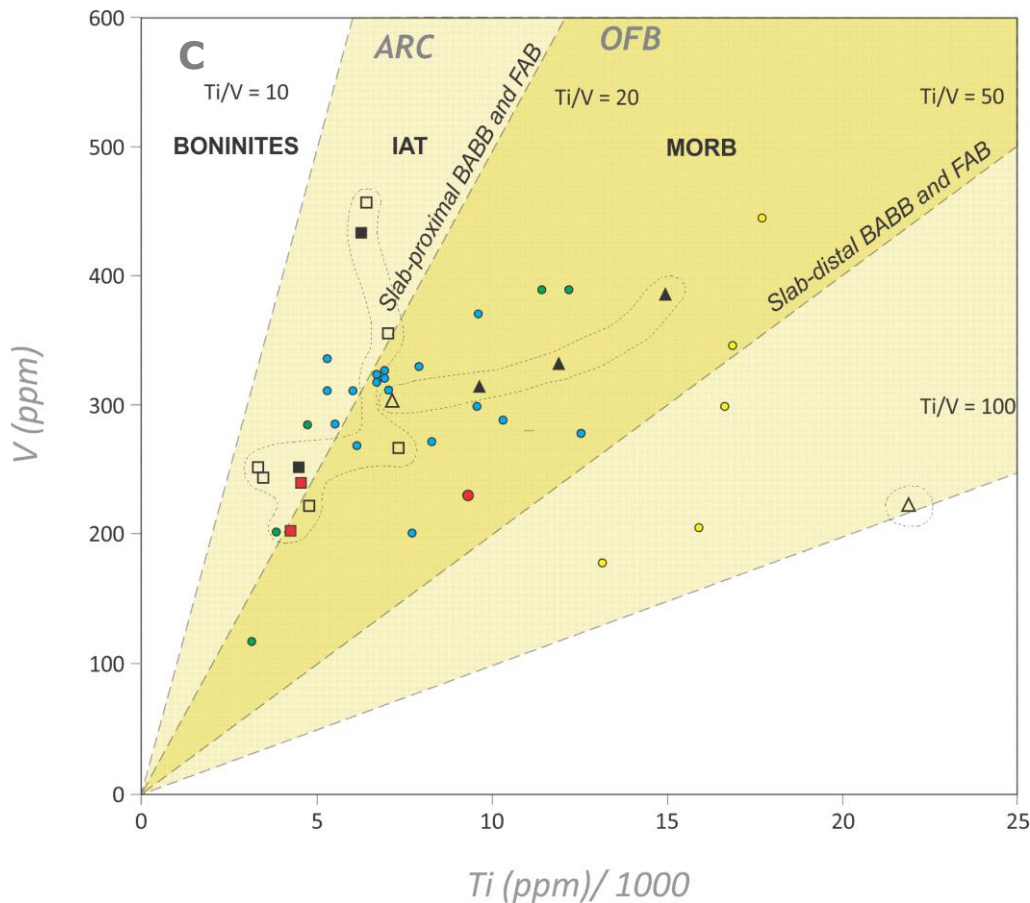


Figura 27 - Classificação tectônica das amostras. A – Diagramas Nb/Yb vs. Th/Nb (Pearce, 2008); B – diagrama Nb/Yb vs. TiO_2/Yb (Pearce, 2008); C – diagrama Ti vs. V (Shervais, 1982).



Continuação da Figura 32.

O outro sub-conjunto de amostras (representadas pelos símbolos quadrados) que, em sua maioria encontram-se hospedadas pelo Complexo Santa Quitéria e que foram anteriormente reconhecidas por se classificarem como basaltos de afinidade tholeiítica, de alto Mg e com padrão plano de distribuição de *REEs*, mostra grande dispersão na razão Th/Yb, indicativo da contribuição de uma fonte crustal, por meio de contaminação durante ascensão ou devido às particularidades de formação em zona de subducção. Um componente mantélico co-responsável pela formação desse sub-conjunto, postula-se, pode ter sido extraído de segmento mantélico já afetado por sucessivos episódios pretéritos de fusão parcial (*depleted mantle*).

O terceiro sub-conjunto (representado pelos triângulos), identificado por apresentar feições comuns aos dois sub-conjuntos anteriores, também mostra dispersão nas razões Th/Yb e pouca relação com regime oceânico, embora, sua formação admita contribuição de um componente mantélico (co-responsável, ao lado do fator crustal) de segmentos mais enriquecidos do que os do sub-conjunto anterior.

Essa conclusão é respaldada pela comparação dos padrões de distribuição elementos traços e terras-raras de cada sub-conjunto com rochas que representam e tipificam cada ambiente tectônico (Figura 28). O primeiro sub-conjunto, que se classifica como gerado em ambiente

intra-oceânico, tem padrão de distribuição muito similar ao verificado para *OIBs* (comparar *Figura 28A* e *Figura 28D*).

Os dois sub-conjuntos subsequentes apresentam anomalia negativa de Nb, classicamente associada à influência de zonas de subducção (comparar *Figuras 28B* e *28C* com a *Figura 28D*). O segundo sub-conjunto (quadrados; $La/Yb_{MÉDIO} = 2,46$), que inclui os retro-eclogitos, distingue-se do terceiro sub-conjunto (triângulos; $La/Yb_{MÉDIO} = 4,73$) pelo menor fracionamento entre *REEs*.

O componente crustal co-responsável pela formação dos referidos dois sub-conjuntos foi modelado seguindo as premissas (razão Th/Nb da zona de subducção e razão Th_{SZ}/Th_{MANTO}) de Pearce (2008). Os vetores que representam o componente crustal correspondem às setas aproximadamente paralelas ao eixo Y (razões Th/Yb) e identificadas pelas siglas “SZ” (zona de subducção) na *Figura 27A*. Conforme possível observar, usando as referidas premissas, pequenas taxas de contribuição crustal, da ordem de até 4%, responderiam pelo enriquecimento seletivo de Th. Além disso, rochas geradas por extração parcial de segmentos de manto empobrecidos demonstram maior dispersão nas razões Th/Yb e Th/Nb devido à contaminação crustal.

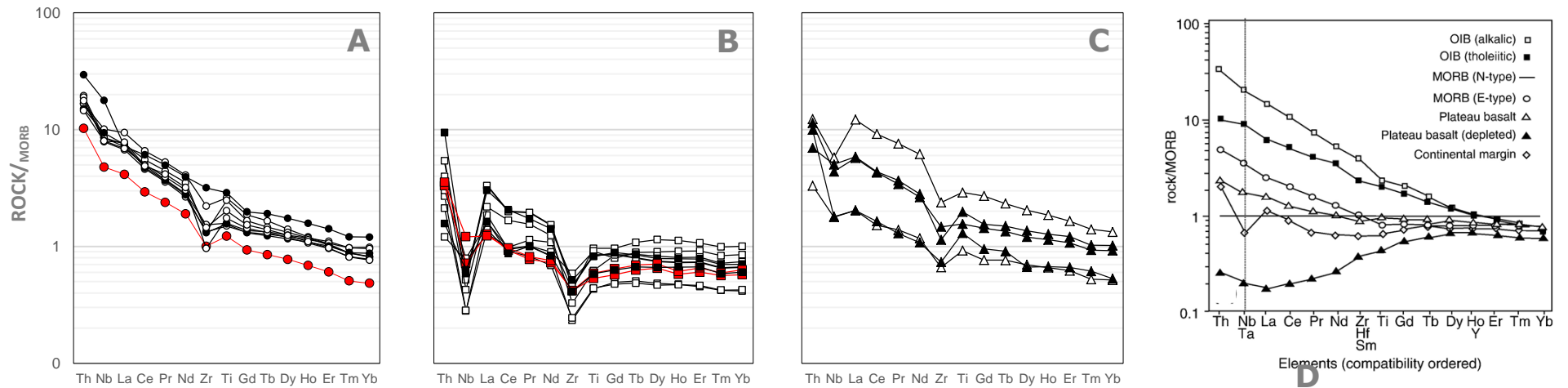


Figura 28 - Comparação dos padrões de distribuição de elementos traços e REEs com quadro de referência (D) extraído de Pearce (2008), com dados de Sun & McDonough (1989). A representação dos conjuntos segue mesma legenda da Figura 32A.

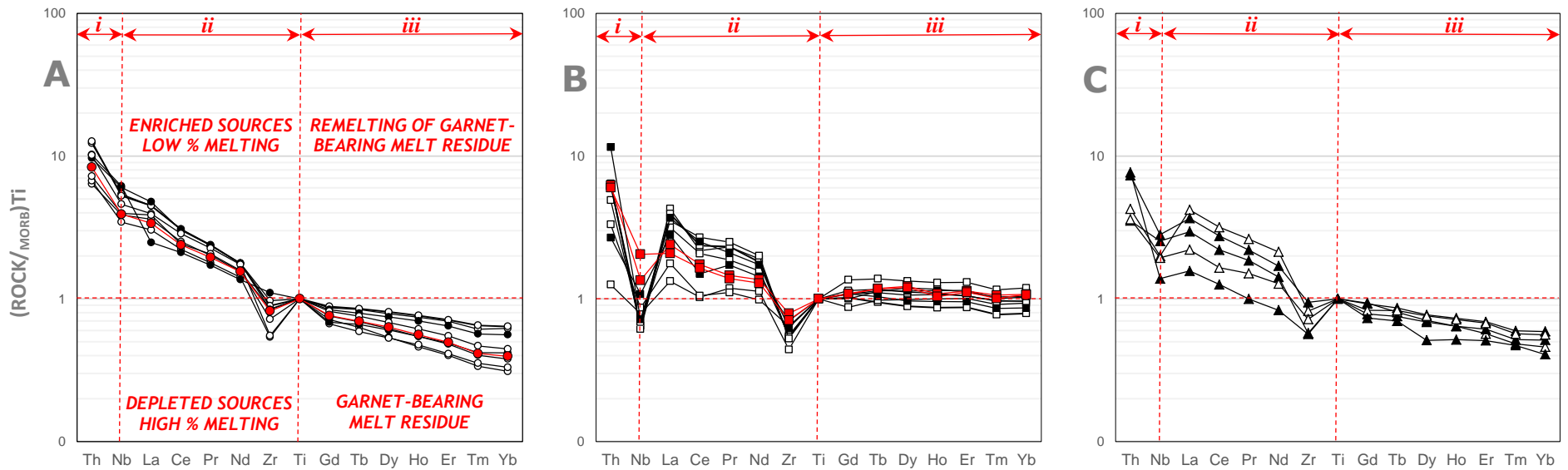


Figura 29 – Dupla normalização do padrão de distribuição de traços e terras-raras (Ti e MORB; Sun & McDonough, 1989), com vistas à identificação de i) efeitos de contaminação crustal, ii) da composição do manto de origem e de efeitos da taxa de fusão e iii) da profundidade de fusão. A representação dos conjuntos segue mesma legenda da Figura 32A.

Segundo classificação gráfica de Shervais (1982), o sub-conjunto representado pelos símbolos quadrados (razão $Ti/V \sim 15-20$), que inclui os retro-eclogitos, apresenta-se de maneira similar ao esperado para tholeiítos de arcos de ilhas (tradução livre do termo *island arc tholeiites* ou, simplesmente, IAT; *Figura 27C*). O último sub-conjunto, representado por triângulos, plota na região gráfica dos basaltos de fundo oceânico e apresenta grande dispersão nos valores da razão Ti/V .

5.3.3 – Discussões

Efeitos relacionados ao manto (taxa de fusão, profundidade e enriquecimento) são comuns ao primeiro e terceiro sub-conjuntos. Contribuição crustal é comum ao segundo e terceiro sub-conjuntos (*Figura 29*).

O primeiro sub-conjunto demonstra ter se formado a partir de baixas taxas de fusão de um segmento enriquecido do manto (seção “ii” da *Figura 29A*), provavelmente a grandes profundidades, deixando granada como resíduo, conforme atesta o fracionamento de *REEs* e desacoplamento entre Ti e Yb (seção “iii” da *Figura 29A*). Evidências de contribuição crustal de qualquer ordem não são identificadas. Essas rochas, representadas pelos círculos nos diagramas anteriores, apresentam-se similares aos *OIBs* da literatura.

O sub-conjunto ao qual pertencem os retro-eclogitos (símbolos quadrados) aparentemente se originou de segmento de manto mais empobrecido do que o verificado para os outros conjuntos (seção “ii” da *Figura 29B*). O acoplamento entre Ti e Yb sugere formação em nível crustal raso, onde predominam segmentos menos férteis do manto (empobrecidos; seção “iii” da *Figura 29B*). Essas rochas mostram relação com basaltos tholeiíticos gerados em arcos magmáticos.

O terceiro sub-conjunto, teria se originado de segmento mantélico enriquecido (seção “ii” da *Figura 29C*), como sugerem o gradiente de distribuição de *HREEs* e o desacoplamento entre Ti e Yb (seção “iii” da *Figura 29C*). Constatadas simultaneamente 1) a relação com ambiente de subducção, por meio da anomalia negativa de Nb e enriquecimento seletivo em *HFSEs* (exemplificado pelo Th), e 2) a semelhança com basaltos de dorsais meso-oceânicas do tipo *E-MORBs*, fracionados, interpreta-se que esse sub-conjunto corresponde a basaltos gerados em bacia de retro-arco. A fenomenologia relacionada à formação de bacias de retro-arco admite intrusão de material juvenil, proveniente do manto, em crosta pré-existente. Wilson (2007; pg.: 229-231) descreve o mecanismo de formação de bacias de retro-arco em ambiente de convergência entre duas placas oceânicas.

5.3.4 – Comparação com a Faixa Eclogítica de Forquilha

A faixa ou zona Eclogítica de Forquilha (FEZ) compreende ocorrências de rochas de alta pressão distribuídas ao longo de uma faixa estreita, de cerca de 2,0 quilômetros, orientada segundo sentido N-S e inserida entre o Lineamento Transbrasiliano e o Arco Magmático Santa Quitéria, a leste da localidade homônima (município de Forquilha, Estado do Ceará; *Figura 1* e *Figura 6*). A principal contribuição ao conhecimento cartográfico da FEZ foi feita pelo trabalho de Ancelmi *et al.* (2013), que relatam reconhecimento da ocorrência de rochas de alta pressão máficas e metapelíticas portadoras de cianita e silimanita, tendo como representantes principais xistos, gnaisses e milonitos.

Associada aos para-gnaisses migmatíticos metamorfisados predominantemente sob fácies granulito, Santos *et al.* (2009) identificariam uma associação de rochas máficas para as quais as condições de pico metamórfico, de temperatura da ordem de 770° C e pressão de 17.3 kbar, permitiriam interpretá-la como retro-eclogitos.

Datação da idade de cristalização do protólito ígneo de clinopiroxênio-granada anfibolitos e de retro-eclogitos provenientes dessa associação máfica, seriam empreendidas por Amaral *et al.* (2015), resultando idades mesoproterozóicas de, respectivamente, 1.547 ± 37 Ma (entre outros dois resultados similares) e 1.454 ± 120 Ma. Dados isotópicos de Sm-Nd (ϵ_{Nd} de + 1.84 a + 4.36) e Lu-Hf (ϵ_{Hf} de + 7.50 a + 10.48) divulgados no mesmo trabalho, sugerem que as rochas máficas e retro-eclogitos originaram-se de material juvenil. Relações com o contexto tectônico extensional verificado para outros setores da Província Borborema no mesmo intervalo geocronológico, levaram os autores a concluir que as referidas rochas máficas corresponderiam a diques básicos intrudidos em *circa* 1.57 Ga.

Em trabalho prévio, Amaral *et al.* (2011) reportariam resultados da análise geoquímica e da classificação magmática e tectônica das rochas máficas e retro-eclogitos da FEZ, apontando existência de três conjuntos de rochas básicas. O primeiro conjunto, que compreenderia granada anfibolitos (pequenos círculos verdes na *Figura 27A*), é classificado pelos autores como tholeiítos de arcos de ilhas (magma basáltico da série tholeiítica com assinatura geoquímica condizente com formação em arcos de ilhas). Os retro-eclogitos, que correspondem ao segundo conjunto (pequenos círculos azuis na *Figura 27B*), mostram similaridades com rochas geradas em ambiente intra-oceânico e classificam-se como basaltos de dorsais meso-oceânicas normais (*N-MORBs*). Sobre terceiro conjunto, que é composto por amostras de clinopiroxênio-granada anfibolitos (pequenos círculos amarelos da *Figura 27C*), os autores apontam semelhanças com MORBs e o característico enriquecimento em

elementos incompatíveis, diferindo dos outros conjuntos por classificar-se como basalto alcalino de afinidades tholeiíticas.

Comparativamente, anfibolitos com granada e clinopiroxênio hospedados pelo Complexo Ceará mostram boa correlação com anfibolitos igualmente contendo granada e clinopiroxênio relatados por Amaral *et al.* (2011)¹. Ambas ocorrências (cpx-grt anfibolitos da FEZ e os coletados pelo presente trabalho; *Figura 27A*), caracterizam-se pela classificação de basaltos alcalinos de afinidade tholeítica, com característico enriquecimento em elementos incompatíveis, e pela semelhança com rochas geradas em ambiente intra-oceânico. Divergem, no entanto, na semelhança apontada por Amaral *et al.* (2011) entre os anfibolitos da FEZ com *N-MORBs*, enquanto os anfibolitos coletados pelo presente trabalho assemelham-se, conforme interpretação proposta nos tópicos anteriores, aos basaltos de ilhas oceânicas (*OIBs*).

O método gráfico de discriminação de formação tectônica aqui empregado (Pearce, 2008; *Figura 27A e 27B*), também sugere gênese em ambiente oceânico para os cpx-grt anfibolitos da FEZ, embora faça referência clara à semelhança com *OIBs* ou até mesmo basaltos de dorsais meso-oceânicas provenientes de segmentos enriquecidos (*E-MORBs*) e não normais (*N-MORBs*).

Ainda com base nos critérios de discriminação tectônica propostos por Pearce (2008), a formação do protólito dos retro-eclogitos da FEZ em crosta oceânica é confirmada. Sua correlação com retro-eclogitos desse trabalho, no entanto, é incerta, pois os últimos apresentam evidências de contribuição crustal (*Figura 27A*).

¹ A menção ao complexo estratigráfico que hospeda os anfibolitos é feita somente com intuito de diferenciação interna, somente entre as rochas do presente trabalho (Cmp. Ceará vs. Cmp. Santa Quitéria) e não se aplica ou constitui qualquer critério de diferenciação em relação às rochas máficas da FEZ, uma vez que o Complexo Ceará também é apontado o complexo geológico-estratigráfico que as hospeda (Cavalcante *et al.*, 2003; Ancelmi *et al.*, 2013).

PARTE II

6. GEOCHEMISTRY AND TECTONIC IMPLICATIONS OF META-MAFIC ROCKS FROM THE EASTERN BORDER OF THE SANTA QUITÉRIA MAGMATIC ARC, PROVINCIA BORBOREMA, (NE BRAZIL)

6.1. Introduction

The main challenge faced by studies of the tectonic history of Precambrian terrains is the determination of timing and characterization of the phenomena involved in subduction, collision and extension events. Considerable progress has been made to the geology of the Precambrian and the assembly of ancient continents through the investigation of remnants of oceanic crust, arc magmatism and associations of ultra-high pressure rocks along with their geochronology and geophysical data

The Precambrian evolution of the Brazilian territory is intrinsically related to the amalgamation of the Western Gondwana involving major landmasses presently in both South American and African continents, during a series of thermo-tectonic events known as Brasiliano/Pan-African cycle (Cordani *et al.*, 1968; Almeida *et al.*, 1973; Brito Neves *et al.*, 2013; Brito Neves *et al.*, 2014). In a broader sense, this event accounts for the development of defining features of the Brazilian geology, including most of mobile belts, magmatic arcs and non-cratonic provinces and terrains.

Reconstruction of the general of pre-drift configuration was achieved relatively early in history, though concrete geochronological data were brought to light only in the late 60s (Hurley *et al.*, 1967; Almeida & Black, 1968). Since then, a great number of works dedicated to the reconstruction of West Gondwana were published, many of them emphasized the importance of the Borborema Province as the cornerstone of correlations across South America and Africa (Pankhurst *et al.*, 2008, and references therein).

Fetter *et al.* (2003) identified the existence of a large continental arc batholith in central portion of the Brazilian state of Ceará (the *Santa Quitéria Batholith*), formed between *circa* 665 and 591 Ma during the collision of the Borborema Province and the West African-São Luis craton. The event would also involve the closure of an oceanic realm with subduction polarity to southeast, beneath the northwestern portion of the province (Fetter *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2008a; 2008b), which filled important gaps previously mentioned by Brito Neves *et al.* (2002) and also made possible to directly correlate the Hoggar Province in West Africa to the Borborema Province and the southwestern Brasília Belt in Brazil.

Castro (2004), however, reported the occurrence of mafic retro-eclogites, migmatites and other high grade metapelitic rocks located in the eastern area of the magmatic arc, suggesting a N-NW oceanic crust subduction, contrary to previous interpretation.

The subsequent identification of an association of ultra-high-pressure rocks containing relicts of mafic eclogites and migmatized granulite-facies metapelitic gneisses in Forquilha, western margin of the Santa Quitéria Complex (Santos *et al.*, 2009), seemed to corroborate to the first interpretation of the subduction polarity (Fetter *et al.*, 2003). Island-arc affinity suggested by Amaral *et al.* (2011) for the Forquilha eclogites coupled with the pre-collisional magmatism at *circa* 830 Ma (Araújo, *et al.*, 2014) in the eastern border of the Santa Quitéria Complex were interpreted as evidences of a setting with an early intra-oceanic arc component reworked during the main collisional stage (550-640 Ma). Further U-Pb zircon geochronology of the Forquilha eclogites, however, yielded 1.57 Ga for the crystallization age of the mafic protolith (Amaral *et al.*, 2015), leaving too large timespan between igneous formation and the metamorphism of an oceanic realm.

In a recent development, electromagnetic geophysical evidence reported by Padilha *et al.* (2014) suggest the existence of two resistive features dipping at opposite directions beneath the Santa Quitéria Complex area. Such resistive features, argue the authors, are consistent with dehydrated oceanic lithosphere and suggest a model of collision in which an early intraoceanic magmatic arc is reworked during the main collisional event, represented by the Santa Quitéria magmatic arc.

With the aim of evaluating the origin and the geodynamic environment in which the metamafic rocks from eastern Santa Quitéria magmatic arc area were formed, in this study, we combine the use of field observations, bulk-rock major oxide and trace elements composition, Sm-Nd isotope systematics, U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology data to further examine these meta-mafic rocks. Important

6.2. Geological setting and petrography

6.2.1. Central Ceará Domain of the Borborema Province

The Borborema Province (Almeida *et al.* 1977), a geological province whose formation is mainly attributed to Brasiliano/Pan-African developments, resulted from multiple episodes of the convergence and collision between independent nuclei of Archean and Proterozoic rocks and major cratonic landmasses (Amazonian Craton, São Francisco Craton and São Luis-West African Craton).

Decades of mapping led to the identification of set of independent terrains juxtaposed by large faults and shear zones. Considering the Patos Shear Zone as a major defining tectonic element, Santos (1996) proposed a hierarchical tectonic classification into *Northern* and *Southern Blocks*. Recent geochronological and isotope research support the subdivision of the province into at least eleven distinct independent structural domains (Brito Neves *et al.*, 2000), shown in detail in *Figure 1*.

The Santa Quitéria Magmatic Arc (SQMA; Fetter *et al.*, 2003), a key element understanding the complex set of phenomena involved in the amalgamation of West Gondwana, is in the Northern Block of the Province, within the Central Ceará Domain (CCD; *Figure 1*). In this tectonic domain, whose eastern and western boundaries are marked by large NE-SW trending strike-slip shear zones (the Transbrasiliano Lineament and Orós-Jaguaribe Shear Zone; Arthaud *et al.*, 2015), juvenile and reworked Archean to Paleoproterozoic rocks, grouped under the denomination of Cruzeta Complex (Oliveira & Cavalcante, 1993), form the geologic basement to the Neoproterozoic metasedimentary cover and to the magmatic-migmatitic rocks of the arc.

Geochronological U-Pb and Sm-Nd isotopic data reported by Fetter (1999) for the Archean nuclei (greenstone belts and orthogneiss from Tróia, Pedra Branca and Mobaça massifs) point to crystallization age of 2.857 ± 42 to 2.675 ± 64 Ma and model ages (T_{DM}) ranging between 2.92 and 2.69 Ga, with positive to slightly negative epsilon Nd values. Paleoproterozoic rocks of the Cruzeta Complex correspond to juvenile basement of TTG affinities (Algodões and Choró compartments) and meta-volcanosedimentary associated rocks (Algodões Sequency). Determinations of the age of crystallization, as reported by Fetter (1999) and Martins *et al.* (2009), yielded 2.131 ± 11 Ma.

The deformed Neoproterozoic cover of the Central Ceará Domain is defined as Ceará Complex (Cavalcante *et al.*, 2003) and subdivisions (Independência, Canindé, Arneiroz and Quixeramobim units). Comprises a thick sequence of quartzites, pelites and greywacke-type metamorphosed sedimentary rocks, where concordant layers of marbles, calc-silicatic, amphibolites and other mafic to intermediate rocks are also commonly present. In a petrostructural study reported by Caby & Arthaud (1986), the Ceará Complex is shown to be structured in a series of south- to southeast-trending crystalline nappes with associated Himalayan-type reverse metamorphism.

Studies of sedimentary provenance of the Ceará Complex metasedimentary rocks resulted in three clusters of zircon ages, denoting Proterozoic sedimentary components of Rhyacian, Statherian and Tonian-Cryogenian ages (Costa *et al.*, 2010; Araújo *et al.*, 2012; Garcia *et al.*, 2014; Arthaud *et al.*, 2015). The referred works discuss that, while the former family of zircons are probably related to the Archean-Paleoproterozoic basement, the later represent the influence of the adjoining magmatic arc and the granitic rocks of the Santa Quitéria Complex. Fetter (1999) reported the crystallization age of 772 ± 31 Ma for intrusive felsic meta-volcanoclastic rocks found near the locality of Independência, and interpreted as the maximum depositional age for the Ceará Complex. Arthaud *et al.* (2015) reported similar age of 749 ± 5 Ma for intrusive metamafic occurrences.

In terms of the evolution, the sedimentary record present in Ceará Complex is interpreted to reflect at least two distinct stages of sedimentation. The first one in an early extensional setting, that evolved to a passive margin type developed along the borders continental of landmasses, represented by the Archean and Paleoproterozoic basement rocks (Arthaud *et al.*, 2008). The Neoproterozoic continental collision and formation of the magmatic arc caused major shifts in sedimentation regimen. The sedimentation then proceeded to the second stage, in an active setting of back-arc type (Araújo *et al.*, 2014). Arthaud *et al.* (2015) observed variations in T_{DM} ages and epsilon-Nd values of sedimentary rocks that seem to corroborate the interpretation.

The Santa Quitéria Complex corresponds to the intrusive igneous-anatectic core of the homonymous continental arc, surrounded by metasedimentary rocks of the Ceará Complex. Formally subdivided in four unities (Lagoa Caiçara, Boi, Santa Quitéria and Tamboril), it is composed mainly of diatextites of dioritic to granodioritic compositions, intruded by large number of tonalitic to granitic plutons and abundant mafic enclaves or xenoliths. Domains of migmatitic para-gneiss related to the Ceará Complex, usually displaying concordant regional foliation, can be recognized within the arc complex and are thought to represent lenses of

metasedimentary rocks that preceded the arc development (*Fig. 2*; Souza Filho *et al.*, 1999; Cavalcante *et al.*, 2003).

Interpreted to be the result of large-scale melting of supracrustals, the available geochronology of the Santa Quitéria Complex frequently point to crystallization between 660 and 614 Ma (Fetter *et al.*, 1999; 2003), with the earliest crystallization age of 833 ± 6 Ma determined by de Araújo *et al.* (2014), for the Lagoa Caiçara Unit granodioritic to tonalitic metatexites. Based in Sm-Nd isotope systematics, U-Pb zircon ages and other important geological features, Fetter *et al.* (2003) pioneered the understanding of the Santa Quitéria Batholith, and homonymous magmatic and migmatitic assemblage of rocks, as a continental magmatic arc.

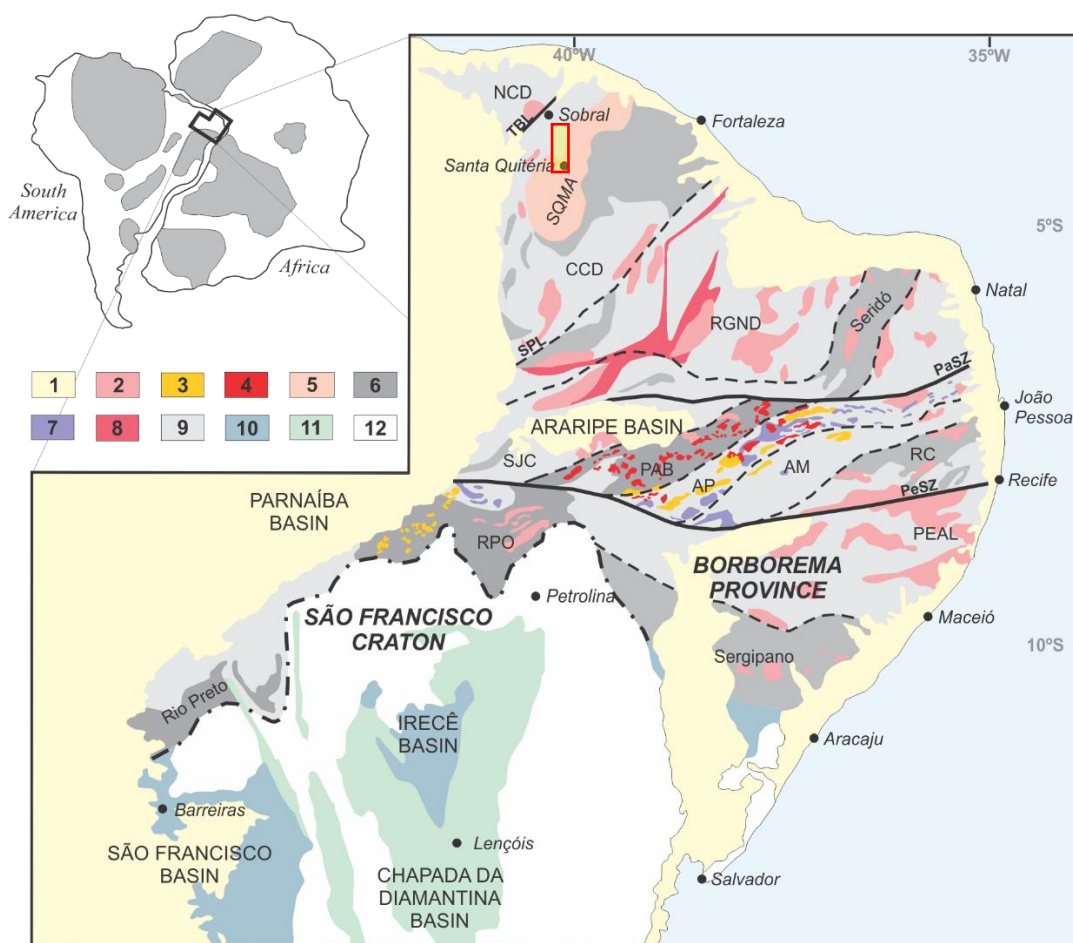


Figure 1 - Major features and structural domains of the Borborema Province. (modified from Caxito *et al.*, 2016). The red polygon locates the sampling area. **Legend:** 1 – Phanerozoic cover; 2 – Brazilian granitoids (*ca.* 650-530 Ma); 3 – post-collisional high-K granites and syenites (*ca.* 590-530 Ma.); 4 – Ediacaran pre- to syn-collisional calc-alkaline granites (*ca.* 650-620 Ma.); 5 – Santa Quitéria Complex (syn-collisional magmatism, *ca.* 650-610 Ma.); 6 – Neoproterozoic meta-vulcanosedimentary covers; 7 – Cariris Velhos Orogenesis related orthogneiss (*ca.* 1.000-950 Ma.); 8 – Orós-Jaguaribe Belt (*ca.* 1.8-1.7 Ga); 9 – Archean-Paleoproterozoic basement (> 2.0 Ga); 10 – Neoproterozoic undeformed cratonic covers (Bambu, Uma and Estância groups); 11 – Paleo- to Mesoproterozoic cratonic covers (Espinhaço e Chapada Diamantina groups); 12 – São Francisco craton basement(≥2.0 Ga.). Index of abbreviations: SQMA – Santa Quitéria magmatic arc; NCD – Médio Coreá Domain (ou North Ceará Domain); CCD – Central Ceará Domain; RGND – Rio Grande do Norte Domain; PEAL - Pernambuco-Alagoas Domain; RC - Rio Capibaribe; AM - Alto Moxotó; AP - Alto Pajeú; PAB - Piancó Alto Brígida; SJC - São José do Caiano; TBL – Transbrasiliano Lineament; SPL –Senador Pompeu Lineament; PaSZ – Patos Shear Zone; PeSZ –Pernambuco Shear Zone.

6.2.2. Field setting and petrography of the metamafic rocks

Present in both Ceará and Santa Quitéria complexes (*Fig. 2*), the metamafic rocks tend to occur in outcrops formed by agglomerates of centimetric blocks, readily distinguishable from the adjacent igneous rocks, migmatites and other high-grade metasedimentary rocks due to the characteristic red color the weathering confers to the soil and the area surrounding the sparse outcrops.

Metamafic rocks hosted by the Ceará Complex usually occur as foliated and concordant lenticular or boudin-shaped bodies, with lengths varying from tens to hundreds of meters and widths usually ranging from ten centimeters to two meters (*Fig. 3A*), whereas mafic rocks found in Santa Quitéria Complex tend to occur as xenoliths or enclaves of irregular shapes and metric dimensions, of isotropic non-foliated texture (*Fig. 3B*).

The regional deformation and effects of xenolith assimilation obliterated the original geometric and stratigraphic relationship between the metamafic and host rocks of the area. However, due to its limited and discontinuous spatial expression and field relations, these occurrences can be interpreted as allochthonous rocks with a good degree of certainty.

In terms of mineral composition, petrography of the sampled rocks identified the typical amphibolite facies mineral assemblage, composed of hornblende + plagioclase + quartz + rutile \pm garnet \pm clinopyroxene \pm orthopyroxene \pm epidote. Petrographic classification resulted in distinction of four groups: amphibolites, garnet amphibolites clinopyroxene-garnet amphibolites and retrograde eclogites.

Amphibolites and garnet amphibolites hosted by Santa Quitéria Complex display granoblastic textures and signs of recrystallization under static or stress-free conditions during metamorphism (*Fig 3C*). Amphibolites hosted by the Ceará Complex display strongly foliated matrix defined by hornblende grains orientation. Garnet show multiple inclusions and very fractured patterns, resulting in atoll-like textures. Plagioclase in coronas surrounding garnet is a common feature. In some clinopyroxene-garnet amphibolites occurrences, hornblende occur as retrometamorphic substitution of clinopyroxene along cleavage fractures (*Fig. 3D*).

The retrograde eclogites are found in only one locality, hosted by biotite and muscovite quartzites, near the shear zone that marks a tectonic contact between the Ceará and Santa Quitéria complexes (*Fig. 2*). They can also be formally described as clinopyroxene-garnet amphibolites, although the occurrence of plagioclase only as byproduct of retrometamorphic reactions suggests the retrograde character of the rock. The recrystallization of rock composed the solid solutions of almandine-pyrope garnet and jadeite-diopside clinopyroxene, commonly

referred as omphacite (Bucher & Frey, 2011), outside the field stability of plagioclase is a defining characteristic of an eclogite (Turner, 1980).

In the samples, plagioclase can be inferred to be result of two reactions involving omphacite, although the clinopyroxene can no longer be identified in the thin sections of the rock. The first reaction, involving garnet, resulted in coronas of plagioclase and diopside surrounding the former mineral (*Fig. 3E*). The second reaction is attributed to the destabilization of the jadeite-diopside solid solution, leaving simplectites of diopside, plagioclase and hornblende (*Fig. 3F*).

Although valid in a geologic perspective, a petrographic-based scheme of classification for studied samples yields no significative evidence of association between sets of samples, since no clear relationship between petrographic classes and host complex, geochemical or isotopic composition can be established. As we address in the following sections, it is only from the point of a geochemical perspective, coupled with field relations that samples can each be assigned to an association.

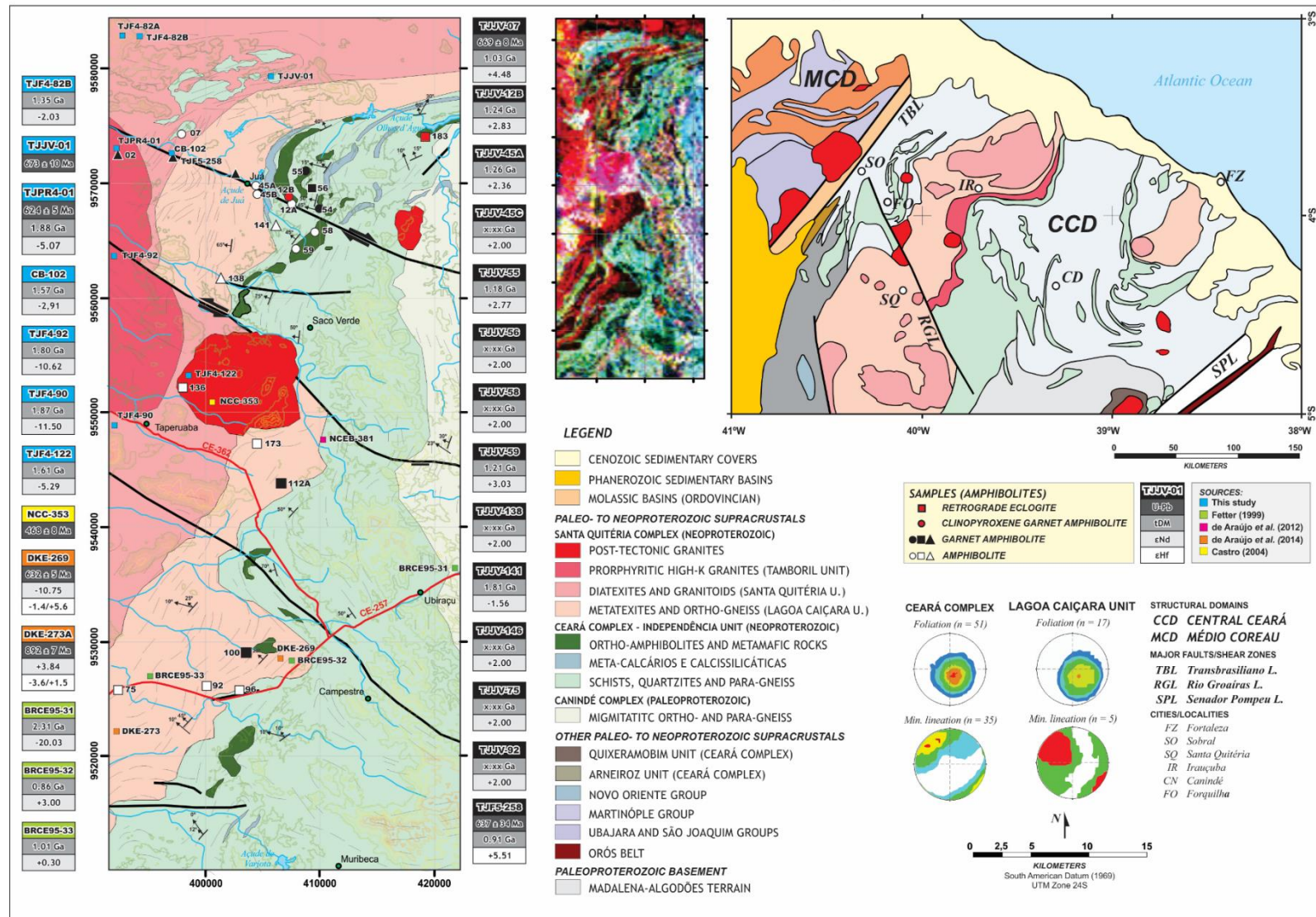
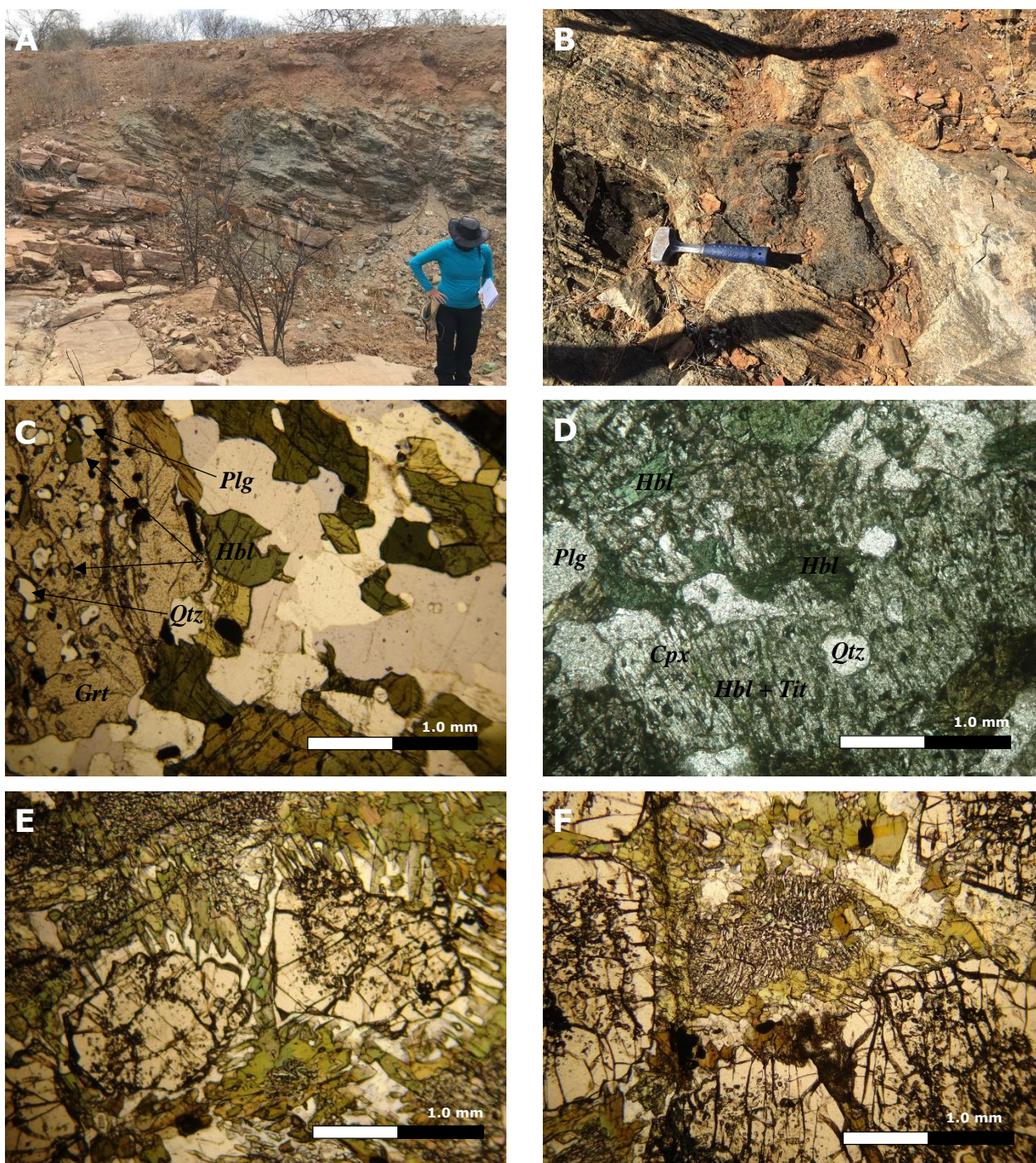


Figure 2 - Geologic map



*Figure 3 – Photographies and micro-photographies. **Legend:** A – general aspect of an outcrop of amphibolites found hosted by the Ceará Complex; B – amphibolitic xenolith found in rocks from Santa Quitéria Complex; C – granoblastic texture found in most amphibolites from meta-igneous domain (Santa Quitéria Complex); D – substitution of hornblende after clinopyroxene; E – double corona of plagioclase and diopside and hornblende, developed during retrometamorphic reaction involving garnet and omphacite; F – simplectitic plagioclase and diopside after omphacite.*

6.3. Sampling, preparation and laboratory techniques

6.3.1. Sampling and alteration

Relatively fresh amphibolites were sampled from eastern border of the Santa Quitéria Complex. Among the nine metamafic rocks hosted by the metasedimentary Ceará Complex, amphibolites account for seven samples and retrograde eclogites for the other two. Amphibolites hosted by the Lagoa Caiçara Unit (Santa Quitéria Complex) are in number of eleven samples. The remaining two samples are found hosted by post-tectonic granites of Santa Quitéria Complex.

Amphibolites and retrograde-eclogites were selected for geochemical analysis (all twenty-four samples) and bulk-rock Nd and Sr isotopic composition analysis (thirteen samples). Representative amphibolites hosted by the Ceará (TJJV-01 and TJJV-07) and Santa Quitéria (TJF6-258) complexes were dated using the U-Pb method in zircon. Sample TJF6-258 was also subject to Lu-Hf studies.

Additional eight samples, mainly from Santa Quitéria Complex rocks and some small mafic enclaves, were subject to Nd and Sr analysis (seven samples). The map presented in *Figure 2* locates each sample within the studied area according to its host complex and, in the case of amphibolites, to its petrographic classification.

The sampled rocks were metamorphosed under at least amphibolite facies conditions, as discussed above, and hence in some samples incipient epidotization is evident. Also, due to the inherent migmatitic nature of some of the host rocks from the studied area, the authors were careful to select only homogeneous samples, free from veins.

5.3.2. Geochemical analysis

Major and trace element concentrations were determined using a Phillips PW2404 X-ray fluorescence spectrometer at the Geosciences Institute of the State University of Campinas, following the procedures introduced by Vendemiatto & Enzweiler (2001). Data quality was assured through analyses of reference geostandard, whose analytical uncertainty associated ranges between 1,5-7,0% for major oxides and 3,0-10,0% for traces, all within a 95% confidence interval (Enzweiler & Vendemiatto, 2013).

Rare earth and other trace elements were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), after total digestion with concentrate distilled HF and HNO₃ in

Parr bombs for 4 days at a temperature of 180 °C, following the procedures described by Cotta & Enzweiler (2012). Quality control was performed by simultaneous analysis of the basalt standards BRP-1. Some geochemical diagrams were elaborated using the software GCDkit (Janousek *et al.*, 2006).

6.3.3. *Sm-Nd data*

Nd isotopic analyses were conducted at the Laboratory of Geochronological, Geodynamic, and Environment Studies at the University of Brasília (Unb), using same whole-rock powder prepared for geochemical analysis.

The Sm-Nd analytical procedure, described Gioia and Pimentel (2000), consisted in the previous digestion of 50 mg of sample powder, using concentrates of distilled acids Hf and HNO₃, during 4 days at 190 °C of temperature in Parr bombs. The extraction of Sm and Nd was accomplished by chromatographic separation in two columns/stages. The first stage separation consisted in the separation of rare earth elements group using cation resin in the primary column, followed by extraction of Sm and Nd through a partition separation phase-reverse (HDEHP or di-2-ethylhexey phosphoric acid) in the second column, both processes using HCl as eluent.

The Sm and Nd isotopic analyses were then performed using a Finnigan MAT-262 thermal ionization multicollector mass spectrometer (TIMS) in static mode. The uncertainties in the Sm/Nd and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios were better than 0.1% (2s) and 0.005% (2s), respectively, based on analyses of the international rock standards BCR-1 and BHVO-1. The Nd isotopic ratios were normalized to a ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd ratio of 0.7219. Crustal residence ages relative to the depleted mantle (T_{DM}) assume a present-day ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd value of 0.512638 and a ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd value of 0.1967 (DePaolo, 1981).

6.3.4. *U-Pb and Lu-Hf data*

For the U–Pb zircon analysis, samples were crushed to the 50–500 µm size range and zircon crystals were separated through standard magnetic and hand-picking techniques at the Geosciences Institute of the State University of Campinas (UNICAMP), Brazil. Zircon grains were then mounted in an epoxy resin, ground and polished, and imaged by Scanning Electron Microscopy (SEM) in a Zeiss LEO 430i microscope through cathodoluminescence technique.

The resulting images emphasized the internal structure of zircon grains, with aims at identifying zoning and fracturing aspects of each grain to aid in the location of laser spots.

Zircon grains from two samples (TJJV-01 and TJJV-07) were analyzed using an Excite.93 laser ablation system coupled to an ElementXR ICP-MS, at the Isotope Geology Laboratory of the State University of Campinas (UNICAMP). Zircon grains from sample TJF5-258 were analyzed using a Finnigan Neptune ICP-MS coupled to an Nd-YAG laser ablation system, at the Laboratory of Geochronological, Geodynamic, and Environment Studies of the University of Brasília (UnB), following the analytical procedures outlined in Bühn *et al.* (2009). The accuracy of the procedures was controlled using the TEMORA-2, PEIXE and 91500 standards. Corrections were done for background, instrumental mass bias and common Pb. U-Pb ages were calculated using Isoplot 3.6 (Ludwig, 2008).

The calculation of the initial Hf isotope ratios and model ages was conducted using the ^{176}Lu decay constant of 1.867×10^{-11} of Söderlund *et al.* (2004). Calculated model ages were based on the depleted-mantle model as described by Griffin *et al.* (2000) and subsequent updates made by Andersen *et al.* (2009).

6.4. Results

6.4.1. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes

6.4.1.1. Ceará Complex amphibolites

Zircon grains from sample TJJV-01 are gray in color, present irregular shapes of rounded extremities and in dimensions that ranges from 100 to 310 μm (*Fig. 4*). The twenty-eight viable analyses acquired for sample TJJV-01 are scattered and even concordant zircons display $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 814 ± 20 to 567 ± 13 Ma (*Table 1*). The resulting upper and lower intercepts of 797 ± 96 and 596 ± 46 Ma, respectively, have too large brackets of error and can only be useful in terms of qualitative interpretation. With the aid of probability density plots, two groups of concordant zircons can be identified. The first group of twelve zircons define a concordant age of 673 ± 10 Ma (MSWD = 5.9). From the second group of thirteen zircons, the age 605 ± 9 Ma (MSWD = 3.3) can be determined. Three remaining zircon grains, whose $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range from 750 to 810 Ma, are probably inherited and will be further addressed.

Zircons from amphibolite TJJV-07 are light gray or transparent and present in very irregular shapes, of poor rounding, and in dimensions that range from 70 to 300 μm . Zircon cores and outer borders, where clear patterns of zoning can be observed (*Fig. 4*), have relevant compositional and isotopic differences, as evidenced by Th/U ratios of 0.03 and 1.25, respectively. Twenty-nine viable grains were separated and thirty-two U-Pb analyses were obtained. Evaluated results points to similarities with previous samples, TJJV-01. Fifteen zircon core analyses yielded concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages from 588 ± 13 to 825 ± 42 Ma, while zircon outer growths have an average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 595 Ma (*Table 1*). Zircon groups define ages of 667 ± 18 Ma (MSWD = 0.59) and 621 ± 9 Ma (MSWD = 2.6). The oldest zircon grain of the population is probably inherited and its significance will be discussed in the following sections.

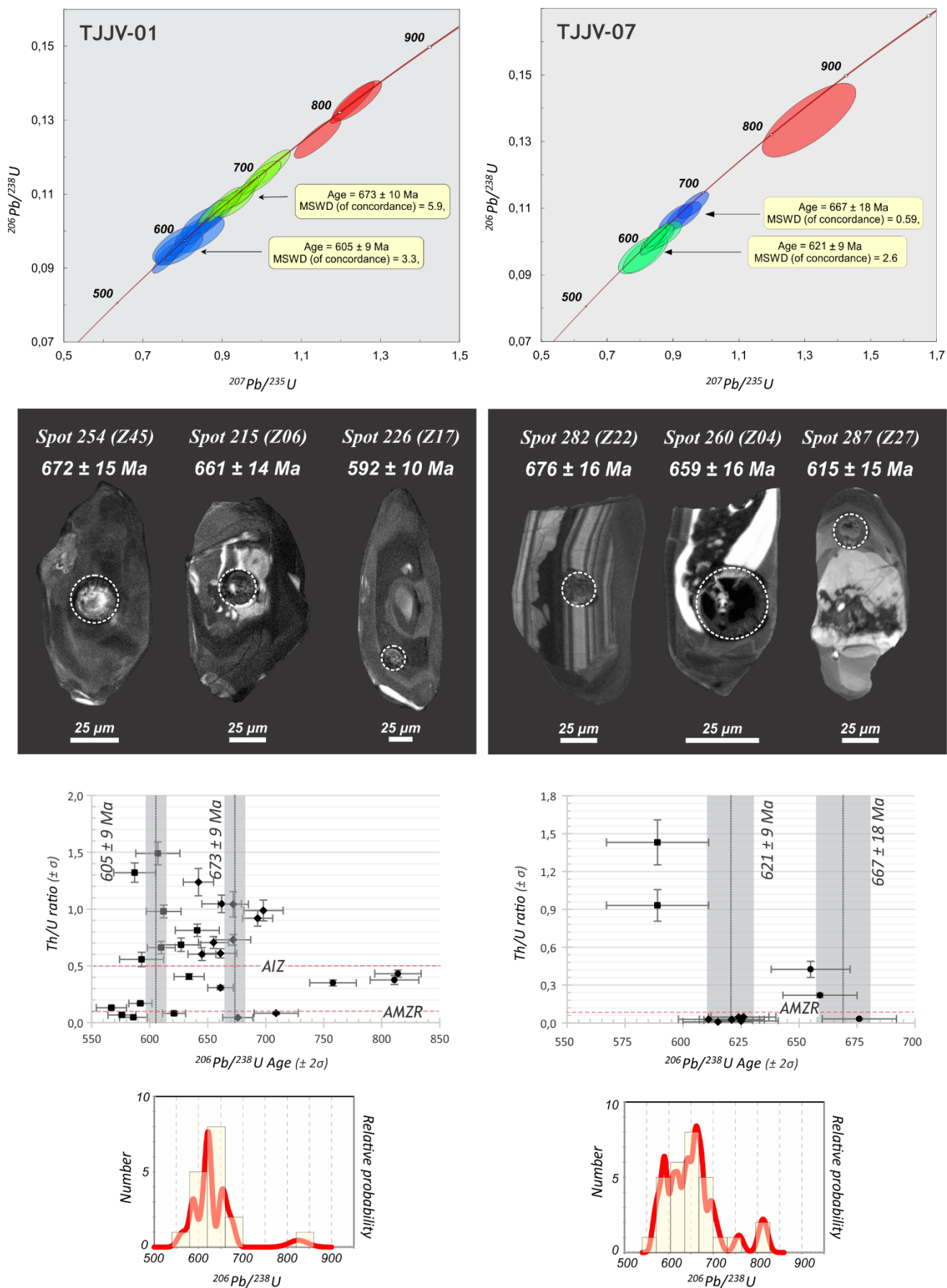


Figure 4 - U-Pb geochronology (Ceará Complex amphibolites).

6.4.1.2. Santa Quitéria amphibolites

Twenty-five zircon grains were extracted from sample TJF6-258 for zircon U-Pb dating and Lu-Hf isotopic studies. Analysis of the cores of fifteen zircon grains reveal $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 637.3 to 596.6 Ma (*Table 1*). While the calculated age of 637 ± 34 Ma (MSWD = 0.58) agrees with previous data (*Fig. 5*). In situ Lu-Hf isotopic analysis of five zircon grains show positive $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values from +5.00 to +7.78, initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios ranging from 0.282616 to 0.282546 and calculated $^{\text{Hf}}\text{T}_{\text{DM}}$ ages from 0.96 to 0.87 Ga (*Table 2*).

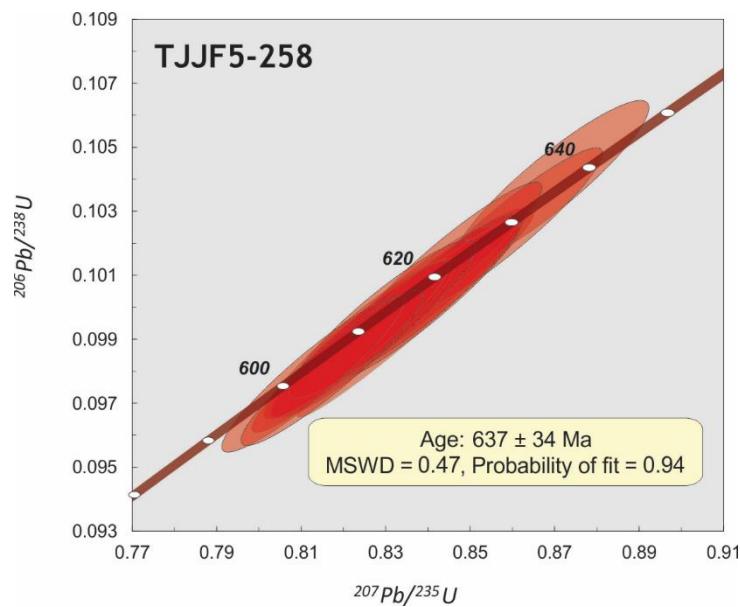


Figure 5 - U-Pb geochronology (Santa Quitéria Complex amphibolite).

6.4.2. Nd isotopes

The 14 Sm–Nd whole-rock analyses performed include seven samples of amphibolite lenses interbedded with the Ceará Complex metasedimentary rocks from the northern studied area and seven amphibolites hosted by the Santa Quitéria Complex, to the west (*Fig. 2*). The analytical results are shown in *Table 3*.

Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios calculated for 667 Ma Ceará Complex amphibolites vary greatly from 0.681780 to 0.706195 (*Table 3*), indicating this isotopic system was affected by the metamorphism and, therefore, are unrepresentative values. Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios calculated present more homogeneous distribution, varying from 0.511895 to 0.512022, with strongly positive ϵ_{Nd} ranging from +2.36 to +4.84. Coupled with the ϵ_{Nd} values, calculated Sm–Nd T_{DM} model ages point to an average Stenian extraction of juvenile material (1.03–1.26 Ma; *Table 3*).

For amphibolites hosted by the Santa Quitéria Complex initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values range 0.511226 to 0.511746, implying in mainly negative ϵ_{Nd} values (–1.53 to –11.71). Coupled with Paleo- to Mesoproterozoic Sm–Nd T_{DM} model ages (1.35–1.88 Ma; *Table 3*), these presented values point to reworked older material.

6.4.3. Lithogeochemistry

Major and trace element data for the amphibolites from the studied area are shown in *Table 4*.

6.4.3.1. Major oxides and general classification trends

Figure 6 presents the concentration of eight major oxides (wt. %) obtained for studied samples plotted against the index of differentiation mg-number. Amphibolites found hosted by the Ceará Complex have average mg-number of 49.88 (34.85-69.77), while the ones hosted by Santa Quitéria Complex appear to be less evolved in terms of protolith magmatic differentiation, presenting an average mg-number of 54.55 (41.73-63.95). Plots show an approximately linear trend of correlation with mg-number for most oxides. CaO and MgO (not shown) show positive correlation, whereas major oxides SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, and K₂O are all negatively correlated to mg-number. For Na₂O, Al₂O₃ and MnO (not shown), however, the pattern of correlation with mg-number is indistinct.

The silica contents of the samples vary from 42.74 to 53.07 wt.%, and alkalis elements contents range from 0.02 to 3.46 wt.% for Na₂O and from 0.02 to 1.95 wt.% for K₂O. In the IUGS recommended total alkalis vs. silica diagram of Le Bas & Streckeisen (1991), shown in *Figure 7A* samples have basaltic to andesitic composition and subalkaline affinity. *Figure 7B* shows the composition of the amphibolites plotted on an AFM diagram, where A represents the sum of Na₂O and K₂O contents and F and M represent the total Fe and MgO contents, respectively (Irvine & Baragar, 1971). The FeO_t contents of the rocks vary from 8.76% to 14.38% and the total alkalis contents vary from 0.07% to 4.65%, indicating that these rocks fall along the tholeiitic trend.

Plots of TiO₂, Fe₂O₃ and P₂O₅ vs. mg-number also suggest inferences of geochemical distinctions between amphibolites based on host complex might be valid. Based on TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃ contents, two distinct groups of samples can be identified. Samples that have low TiO₂ (0.55-1.22 wt. %), also characterized by higher P₂O₅ (0.06-0.21 wt. %) and lower Fe₂O₃ (9.74-14.47 wt. %) contents, are primarily hosted by the diatexites and metatexites belonging to the Lagoa Caiçara Unit of Santa Quitéria Complex. Metasedimentary rocks of the Ceará Complex are found as primary hosts of high-TiO₂ samples (1.55-3.65 wt. %), whose P₂O₅

(0.18-0.47 wt. %) and Fe_2O_3 (11.06-15.99 wt. %) contents are higher than the ones verified for amphibolites hosted by the Lagoa Caiçara Unit.

Although most of these plots show evidences of magmatic differentiation trends and host relations, they are difficult to confirm based on major elements contents due to the metamorphic nature of the studied area as whole.

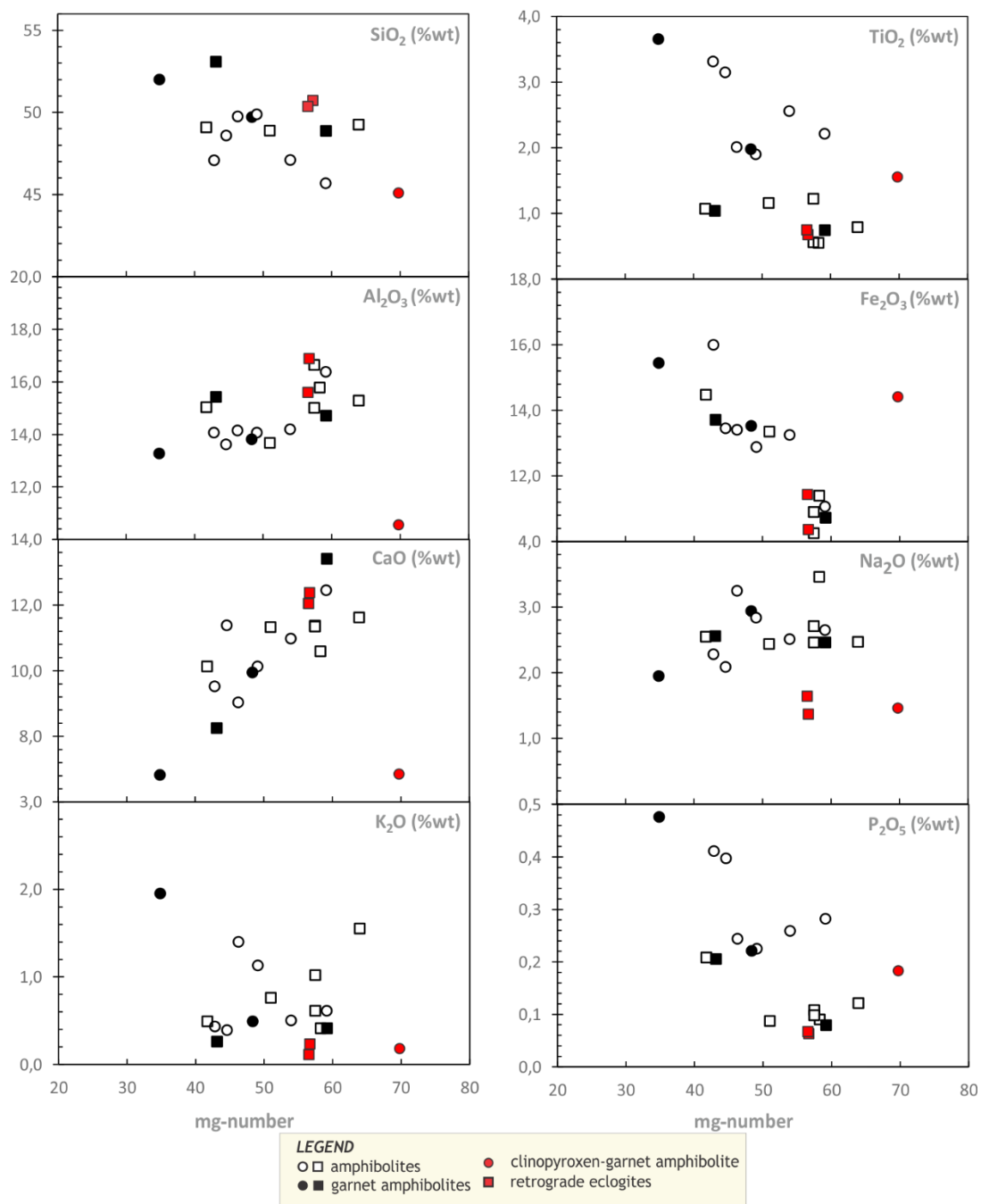


Figure 6 – Mg-number vs. selected major element variation diagrams for the studied amphibolites. Circles represent group of samples hosted uniquely by Ceará Complex rocks (metasedimentary domain) squared represent samples found in the Santa Quitéria Complex (meta-igneous domain). The given legend applies to all other figures presented in this work.

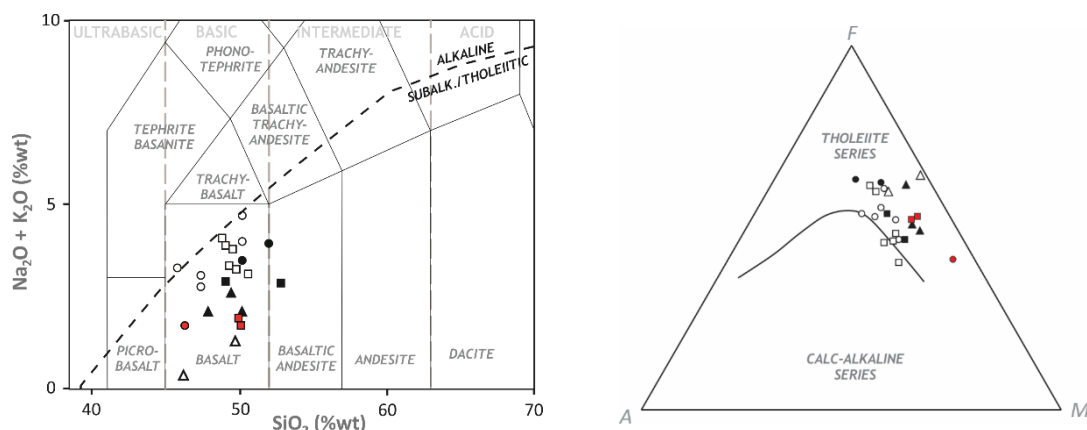


Figure 7 – Rock classification diagram of (A) TAS (after Le Bas & Streikeisen, 1991) and (B) AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}_T - \text{MgO}$) diagram (after Irvine & Baragar, 1971) for the studied samples. Legend is given in Figure 6.

6.4.3.2. Trace elements distribution patterns

Bivariant plots of representative HFSE, REE and Cr versus index of differentiation mg-number, shown in Figure 8, exhibit clear patterns of an increase in HFSE and REE along with a decrease in Ni contents with differentiation. As result, it follows that plots of HFSE versus mg-number also point to geochemical distinction in amphibolites according to host complex, as Ceará Complex hosted amphibolites present marginally enriched in high field strength and rare earth elements when compared to amphibolites hosted by Lagoa Caiçara Unit. The distribution of Ni, however, is less specific in terms of host complex distinction, and appears to relate solely to the degree of magmatic differentiation.

Arguably, the dispersion observed in Figure 8 can be mainly attributed to variations in the mg-number parameter, which is calculated using two major oxides, MgO and FeO, whose mobility is undisputed in most metamorphic circumstances. As a fluid-immobile element (see discussion in next section), Zr can best capture the geochemical compositional trends inherited from the protolith.

The substitution of mg-number for Zr as index of differentiation, implies the reversion of all previously observed geochemical trends shown in Figure 9. Using HFSE Zr as index of differentiation, the observed correlation is negative with compatible metal Cr, shown in Figure 9A, while strongly positive with TiO_2 (shown in wt. %; Fig. 9B) and other incompatible traces, including Nb, Y and REE Nd. The correlation between Zr and Yb, one of the least incompatible REE, defines an almost linear feature that is less steep than the ones verified for the other considered elements of Figure 9F. Thus, bivariant plots of Zr and representative Ti-oxide and trace elements are more effective distinguishing between host

complexes and confirming the enrichment in incompatible elements of Ceará Complex hosted amphibolites.

Compatible and incompatible trace and rare earth element compositions of the studied rocks are shown in *Figure 10*, in which elements were ordered from left to right according to an increasing compatibility during spinel-lherzolite melting or oceanic basalts formation (Hofmann, 1988; Pearce & Peate, 1995) and normalized to the chondrite of Sun & McDonough (1989). *Figure 10* also include, for purpose of reference, the average trace and REE distribution pattern of mid-ocean ridge basalts (MORB), from both enriched and normal segments and of oceanic islands basalts (OIB), as also presented by the latter authors. From the resulting distribution patterns and based in two important geochemical features, the negative Nb anomaly and REE fractionation patterns, two groups of samples can be identified, thus confirming host-amphibolites relationship.

Primarily hosted by the metasedimentary rocks of Ceará Complex, the first group of amphibolites ($n = 9$ samples; *Figure 10A*) present enriched in LREE concentration as result of a strong REE fractionation pattern ($La_n/Yb_n = 3.50-6.83$) and negative anomalies related to Nb contents are very incipient (11.16-41.36 ppm). Samples also show slight enrichment in LREE and HFSE when compared to large ion lithophile elements (LILE; $La_n/Ba_n = 0.94-4.13$ and $Nb_n/Ba_n = 1.00-4.30$) and high Zr/Y ratios (2,60-5,80).

Although rare earth elements fractionation can be observed present in the second group ($n = 10$ samples; *Figure 10B*), hosted primarily by the Lagoa Caiçara unit, samples generally display flat REE patterns ($La_n/Yb_n = 0.75-2.93$), most with distinct negative Nb anomaly (0.65-1.84 ppm). Samples also show low HFS- to LILE ratios ($La_n/Ba_n = 0.14-1.07$ and $Nb_n/Ba_n = 0.03-0.71$), indicative of a relative enrichment in LILE, along with low Zr/Y ratio (1.05-1.76). Noteworthy, even though found hosted by metasedimentary rocks of the Ceará Complex, retrograde eclogites present geochemical characteristics that are common to this second group of samples.

In common with oceanic island basalts (OIB) and basalts erupted at anomalous mid-ocean ridge segments (E-MORB), samples from first group have the characteristic enrichment in more incompatible HFS- and light rare earth elements, along with depletion in alkali metals Cs and Rb, other LILE Ba and Pb, but not Sr. Nb/Ta ratios (14.40-17.05) calculated for the first group of amphibolites fall within the range of values reported for the oceanic crust (16.8 ± 2.0 ; Jochum *et al.*, 1986) and are consistent with mantle-derived melts (17.5 ± 2.0 ; Hoffman, 1988; Green, 1995).

Samples from the second group, hosted by the Santa Quitéria Complex, show the same flat pattern of rare earth elements distribution most basalts from normal segments of oceanic ridges (N-MORB) are known to present. The analyzed rocks, however, show enrichment in incompatible elements (Sr, Rb, Ba, Th and U) along with strong depletion in Ta and Nb, in magnitudes that differ greatly from N-MORB. The resultant pattern of trace elements distribution is consistent with rocks frequently associated with rocks from volcanic arcs (Pearce, 1983).

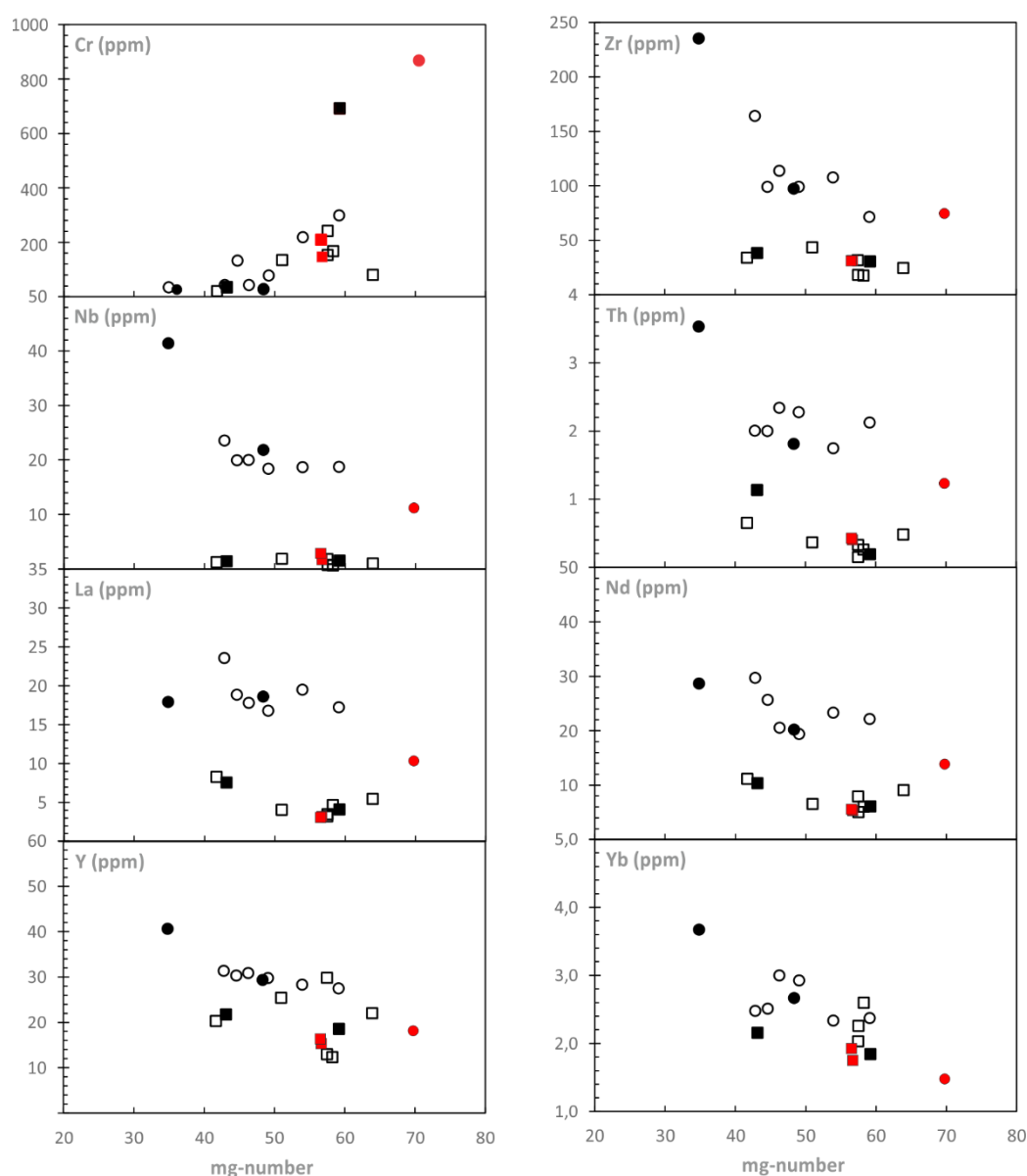


Figure 8 - Mg-number vs. Cr and other selected HFSE. Legend is the same as Figure 6.

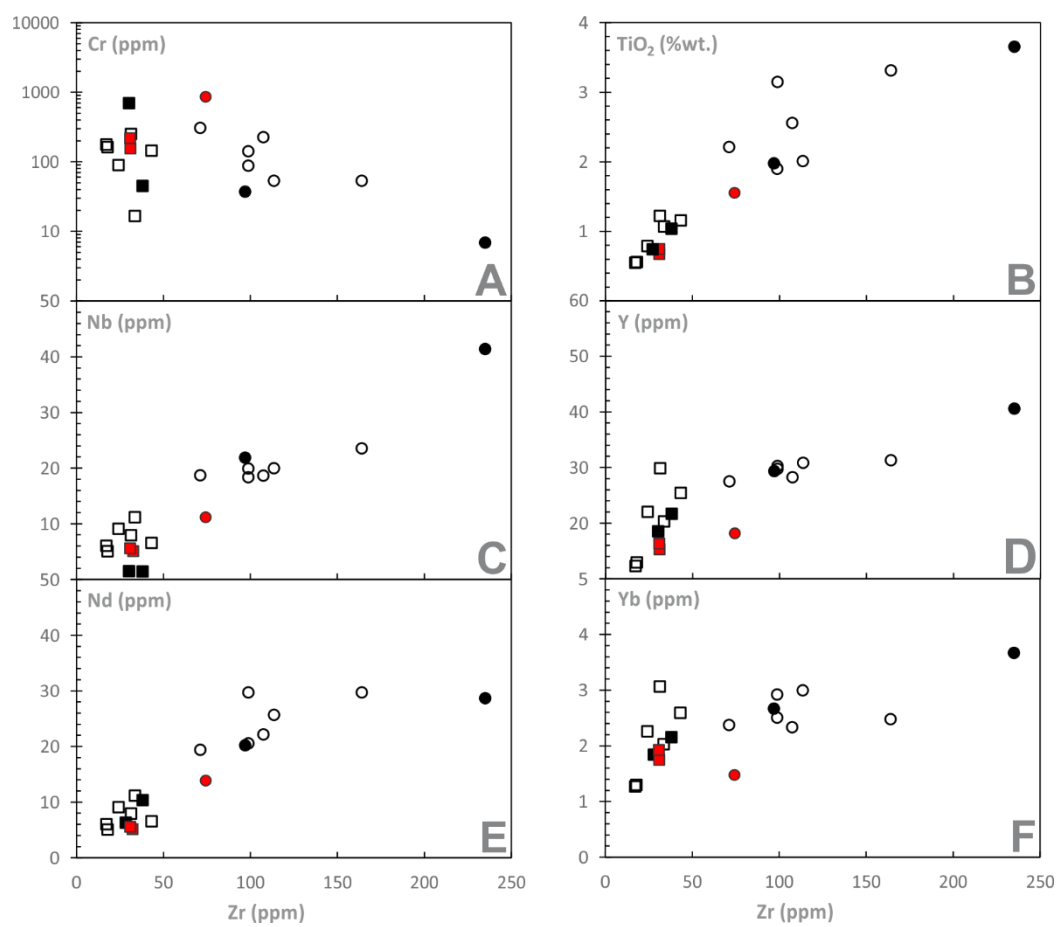


Figure 9 – Zr vs. Cr and other selected HFSE. Legend is the same as Figure 6.

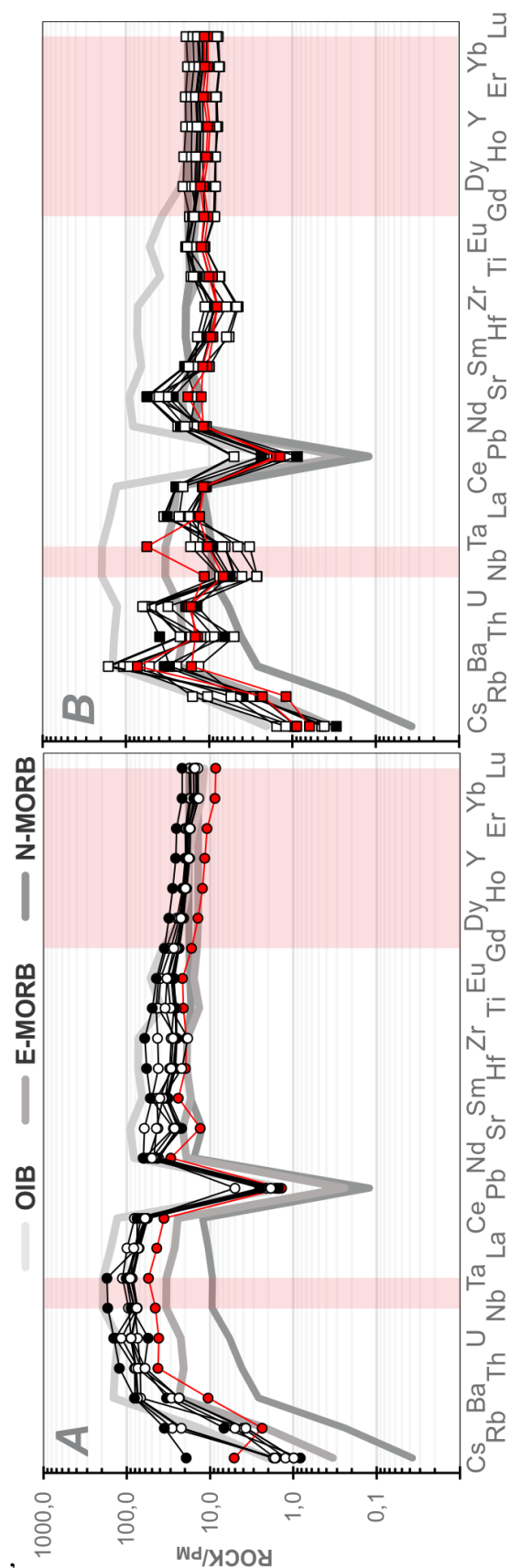


Figure 10 – The primitive mantle normalized elemental patterns for the (A) amphibolites hosted primarily by the Ceará Complex, (B) amphibolites hosted by the Santa Quitéria Complex. Chondrite-normalizing values, data for N-MORB, E-MORB and OIB from Sun & McDonough (1989).

6.5. Discussion

We approach the trace element data as starting point for the general discussion about the origin of these rocks. The metamorphic nature of the studied area greatly limits the scope of geochemical and isotopic characteristics that can be considered genuinely representative of the protolith and not the resultant of metamorphic effects. In most cases, discussion concerning the origins of these rocks are restricted to comparative and qualitative terms, rarely quantitatively.

While the discussion of physical and chemical processes that control the composition of basic rocks in oceanic and active settings lies beyond the scope of this work, to understand the origins of studied rocks we cite important processes usually invoked to explain the observed geochemical patterns of elements of low mobility during metamorphism.

According to Pearce & Peate (1995), in active settings, contributions of the subducting slab to the source of arc volcanism in terms of a small group of elements, including Zr, Hf, Ti, Y, Cr, Ni and HREE and denominated as conservative elements, is negligible. Therefore, their resulting parameters of concentration and geochemical signature originate mainly from the underlying mantle wedge component of arc volcanism (Plank & Langmuir, 1988; McCulloch & Gamble, 1991) respecting, but not entirely limited, to effects of geologic processes as composition and degree of melting of mantle wedge source, fluids regime, fractional crystallization and further crustal contamination during ascension and eruption. Light rare earth elements and Th, which will be further addressed during our discussion, show moderate to high non-conservative behavior, implying contribution from subducting slab or source other than the mantle (Tatsumi *et al.*, 1986).

Gast (1968) preconized the understanding that fractional crystallization cannot be invoked as sole responsible for the wide HFSE range of contents in volcanic rocks. Pearce & Norry (1979) demonstrated that although important petrogenetic considerations can be derived from fractional crystallization when comparing suites of tholeiitic, calc-alkaline and high-K calc-alkaline volcanic rocks, most of the differences in terms of HFSE with rocks from other settings are generated by source heterogeneities and mantle source particularities.

The negative anomaly of niobium was highlighted as one of the geochemical criteria for distinction between groups of studied rocks. This geochemical feature is indissociably part of magmas generated in subduction zones and is mainly due to the prevailing fluid regime of subduction zones, which prevents the transference of Nb (and to some extent of Ta) from the slab to the forming magma (Green, 1995; Baier, 2008).

For basaltic rocks generated in intra-oceanic settings, Pearce (2008) summarized the principal geologic phenomena responsible for the wide range of geochemical composition presented, stating that the variations can be explained by effects of *i*) partial melting, *ii*) source characteristics and *iii*) crustal contamination. The latter component is interpreted to be the resultant selective enrichment in Th and LREE accompanied by negative Nb anomaly in rocks erupted through the continental lithosphere. Mantle source characteristics refer mainly to the presence of garnet in the source and its depth, while melting effects are related to the degree of partial melting.

In the quality of fluid-immobile elements, HFSE and REE provide excellent tools for assessment of these petrogenetic phenomena and can be understood as proxies for the behavior of a broader group of elements, some affected by the metamorphism (Pearce, 2008; 2014).

6.5.1. Trace element mobility

It is widely accepted that alkali, alkaline earth and some transitional metals are highly mobile under metamorphic conditions. Elliot (1973), Humphris & Thompson (1978) and Gélinas *et al.* (1982) report changes in concentrations of major oxides of Si, Na, K and Ca, and minor oxides of Rb, Sr, Pb and Ba, in studies comparing metamorphic rocks and their unaltered protoliths.

For Pearce & Norry (1979), high activity of fluorine ions, an unlikely representative phase in subduction aqueous fluids, is required to mobilize Ti, Y, Zr and Nb. Ludden *et al.* (1982) evaluated no changes in the concentrations of Zr, Y and REE for the same group of samples studied by Gélinas *et al.* (1982).

For Hermann *et al.* (2006), metamorphic fluids generated under eclogite and blueschist facies conditions mobilize and transport LILE, but not significant amounts of REE, U and Th. Xiao *et al.* (2012) would confirm the findings of previous authors, by associating the mobility of LILE with the stability of muscovite. In respect with geochemical decoupling of elements during metamorphism of basic rocks in subduction zones, Zheng and co-authors (2009; 2011; 2012) favors understanding LILE as mobile phases, while HFSE and REE tend to be immobile phases.

Distribution patterns and ratios of LILE to HFSE (and vice-versa) are commonly used to distinguish between the geochemical signature of unaltered MORB and OIB (Hofmann *et*

al., 1986; Hofmann, 1988; Sun & McDonough, 1989). Likewise, ratios constituted of HFSE have been applied to the distinction between basic rocks generated in intra-oceanic and active settings (Pearce, 1975; Pearce & Peate, 1979; White & Patchett, 1984; Pearce, 2008).

Amphibolites hosted by the Ceará Complex, here referred to as the first group of samples, show LILE distributed in a pattern which resembles OIB and E-MORB (*Figure 10A*). Similarly, the second group of samples studied, including the amphibolites found hosted by the Santa Quitéria Complex and the retrograde eclogites, show a clear pattern of enrichment in LILE (*Figure 10B*), which typifies one of the classic aspects related to volcanism in arc settings (Pearce, 1983; Pearce & Norry, 1995). Constituted ratios of LILE to HFSE and vice-versa, understood as geotectonic and geochemical discriminant of volcanic rocks, are shown in *Table 5* for the three individualized groups of studied samples and compared to the values of reference. It follows that calculation of ratios using LILE concentrations result in values very dispersed to be regarded as diagnostic.

Considering the findings elucidated in the previous paragraphs, the multiple episodes of hydration and dehydration reactions, which are phenomena inherently associated with metamorphism of basic rocks, are probably accountable for the unreliability of the fluid-mobile LILE as parameters of evaluation in this situation.

Nonetheless, the systematic linear correlation presented by most HFSE and REE with indexes of fractionation (mg-number and Zr), along with the consistency in their distribution patterns as shown in *Figure 10*, are important evidences that metamorphic disturbance in these elements geochemical composition is minimal. In all the cases, the petrographic classification does not constitute an important distinguishing feature or guide for grouping, but samples can be approximately grouped observing the host complex as distinguishing criterion. Therefore, the observed behavior of HFS- and rare earth elements can be better, although tentatively, explained by geologic phenomena other than simply metamorphism.

6.5.2. Ceará Complex amphibolites: mantle source and tectonic setting

Garnet amphibolites and amphibolites hosted by the Ceará Complex show remarkable similarities with oceanic island basalts (OIB) and basalts from enriched segments of mid-ocean ridges (E-MORB). *Figures 10A* highlights the intermediate trace elements contents these amphibolites show when compared to the two classes of oceanic rocks. Although found in the metasedimentary domain (Ceará Complex), retrograde eclogites present geochemical

features that are more adequately related to rocks generated in active settings and, for this reason, will be omitted from the discussions of this section.

Table 5 summarizes the ratios of selected pairs of refractory fluid-immobile elements in oceanic basalts used to plot *Figure 11*. Noteworthy, Ceará Complex amphibolites show calculated values that are consistent with oceanic rocks (MORB and OIB). Although these reference ratios are essentially chondritic and can be shown to represent the bulk Earth composition (Jochum *et al.*, 1986; 1988; Hofmann, 1988; Green, 1995), deviations from the primitive mantle and chondritic values have important connotations and reflect processes of subsequent source enrichment or depletion.

Despite the very similar, but not identical behavior of the two elements of Nb/Ta, Zr/Hf, La/Sm and Y/Ho ratios, the numerator is expected to show slightly more incompatible behavior during igneous processes and pair Nb-Ta, for example, can be fractionated from each other during igneous processes, as discussed in other works (Green, 1995; Hui *et al.*, 2011). Turns out that, while ratios are representatives of source composition and less sensitive to variations due to partial melting effects, trace elements absolute concentration reflects essentially the degree of melting.

The general pattern of compatibility described by each pair of elements is interpreted to decrease in from *Figure 11A* to *Figure 11D*, implying the pair Y-Ho as the least incompatible. Increases in the absolute concentration of numerator elements (Nb, Zr and La) is evident, while ratios show little variation, therefore suggesting an enriched and common mantellic source for studied amphibolites from Ceará Complex.

Further evidence on the nature of the source is evaluated in the plot of Hf/Ta vs. Zr/Nb (*Fig. 12A*), where studied amphibolitic samples from both Ceará and Santa Quitéria complexes define an approximately linear distribution that has the MORB reference value as superior extremity and the C1-chondrite and primitive mantle values as intermediate points (Sun & McDonough, 1989). The chemistry of MORB do not define a uniform and global source. The isotopic signature of MORB source, however, is presently well defined (White, 1985; Zindler & Hart, 1986; Hart, 1988) and greater consensus resides on the notion that MORB sources, with few known exceptional cases, are usually depleted in elements of more incompatible nature and present no garnet in residue (Sun, *et al.*, 1979; Nixon *et al.*, 1981; Schilling *et al.*, 1983; Le Roex *et al.*, 1985; Le Roex, 1986; Saunders *et al.*, 1988). Oceanic island basalts display a wide range of chemical composition, implying heterogeneous source components, including mantellic plumes, that are not entirely constrained, nonetheless

ubiquitously enriched in more incompatible elements (Hofmann & White, 1982; Weaver, 1991; Niu & O'Hara, 2003).

Ceará Complex amphibolites define a field of distribution in the inferior left extremity of the distribution line in *Figure 12A*, where Zr/Nb and Hf/Ta ratios lower than chondritic and primitive mantle values predominate. Samples display a pattern of enrichment greater than reference values for E-MORB, but compatible with OIB, explaining the deviation from more primitive chondritic and mantellic reference values and presuming a differentiated and enriched source, or multiple sources, for these amphibolites protoliths.

The REE distribution pattern normalized to the MORB (*Fig. 13A*) corroborates to this interpretation and remarks the probable presence of garnet in the residual phase, due the fractionation of LREE and HREE. Comparison with tholeiitic and alkaline basalts from representative oceanic islands settings are also suggestive of the similarity between this group of studied rocks and the tholeiitic OIB-type.

Concerning possible crustal contamination, Ceará Complex amphibolites present a Th/Nb ratio of approximately 0.10 (*Figure 12B*), which is consistent with a non-contaminated magmatic source and agrees with value accepted for the C1-chondrites and the primitive mantle (~0.11; Hofmann, 1988; Sun & McDonough, 1989). Th/Nb ratios evaluated for the continental crust are higher, in orders of 0.3-0.4 (Rudnick & Gao, 2003; Plank, 2005), and reflect its Nb-depleted nature (Hoffman *et al.*, 1986; 1988; Jochum *et al.*, 1988; Plank, 2005). More insights on the origins of these amphibolites and possible crustal contamination input are provided by the diagrams La/Nb vs. Th/Nb (*Fig. 12B*) and Nb/Yb vs. Th/Yb (*Fig. 12C*).

Plank (2005) suggest that excess Th and REE in most basaltic rocks from active settings derive largely from subducted sediments. In *Figure 12B* all the studied rocks from eastern margin of Santa Quitéria magmatic arc are compared to fields of MORB, OIB, upper continental crust and intra-oceanic volcanic arcs (Auletians, Antilles and Marianas arcs; Plank, 2005) in order to verify possible input from sedimentary material during magma formation. Ceará Complex amphibolites fall entirely within the field of MORB and OIB, while the other studied rocks plot along the line extending towards the field of Mariana arc volcanic rocks and representing a Th/La ratio of 0.1. This fact precludes any significant crustal contribution in terms of sedimentary material during the formation of these rocks, confirming they likely have a MORB or OIB protolith.

Pearce (2008), also credits excess Th to effects of crustal contamination during ascension through the lithosphere or via subduction input of sedimentary material. Hence,

rocks containing high Th due to contamination effects are likely to present higher Th/Yb ratios and would, therefore, plot outside the field of oceanic rocks in the Nb/Yb vs. Th/Yb diagram (*Fig. 12C*). It follows that Ceará Complex amphibolites preserve almost uniform Nb/Yb and Th/Yb ratios and defined a very cohesive distribution field between reference values for E-MORB and OIB.

Pearce (2008) advises the use of Nb/Yb vs. TiO_2/Yb plot to discriminate normal and enriched MORB from alkali and tholeiitic OIB, pointing to specific effects of depth of melting and residual garnet part in the Ti/Yb ratio as distinguishing criteria. The resulting plot (*Fig. 12D*) presents samples distributed from the tholeiitic OIB field to E-MORB field, a behavior the author explains as an effect of from plume-ridge interactions. Addressing the ambiguity established between E-MORB and OIB characters, recognized in the previous multi-elemental diagrams, is complicated by the lack of precise knowledge of pre-collisional configuration of the area, in order to advocate plume-ridge interaction effects, conform to observations of notorious segments in the Mid-Atlantic Ridge (Roex *et al.*, 1985; Bougault *et al.*, 1988; Le Roex *et al.*, 2002; Murton *et al.*, 2002).

In this context, several lines of geochemical evidence suggest an intra-oceanic setting genesis for these rocks protoliths, in conformity with a passive margin regimen for the broader group of metasedimentary rocks comprised by the Ceará Complex. Isotopic data also seem to corroborate the interpretation, as ϵ_{Nd} calculated to the crystallization age of 670 Ma present solid evidence of juvenile material, displaying positive values ranging from +2.36 to +4.84 (*Table 3*). Isotopic Nd systematics also point to T_{DM} ages of 1.18 Ga, an event precedes the structuration of adjacent magmatic arc and respective magmatic phenomena.

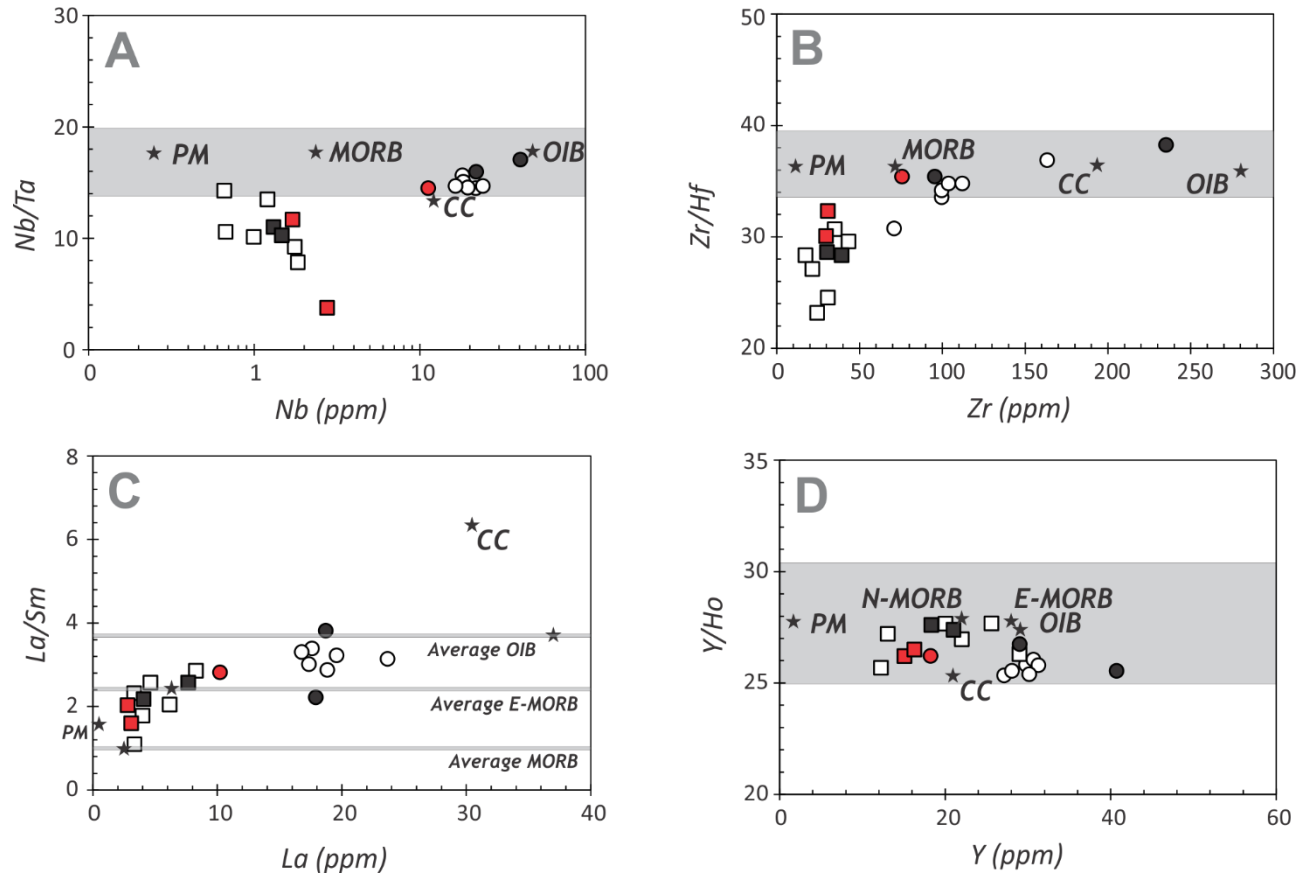


Figure 11 – Plots of (A) Nb/Ta vs. Nb, (B) Zr/Hf vs. Hf, (C) La/Sm vs. La and (D) Y/Ho vs. Y. Compatible behavior during igneous processes increases from A to D. Fields of reference for oceanic rocks are summarized in Table 5. Reference values for MORB, E-MORB, OIB and PM are from Sun & McDonough (1989).

Continental crust reference values are from Rudnick & Gao (2003).

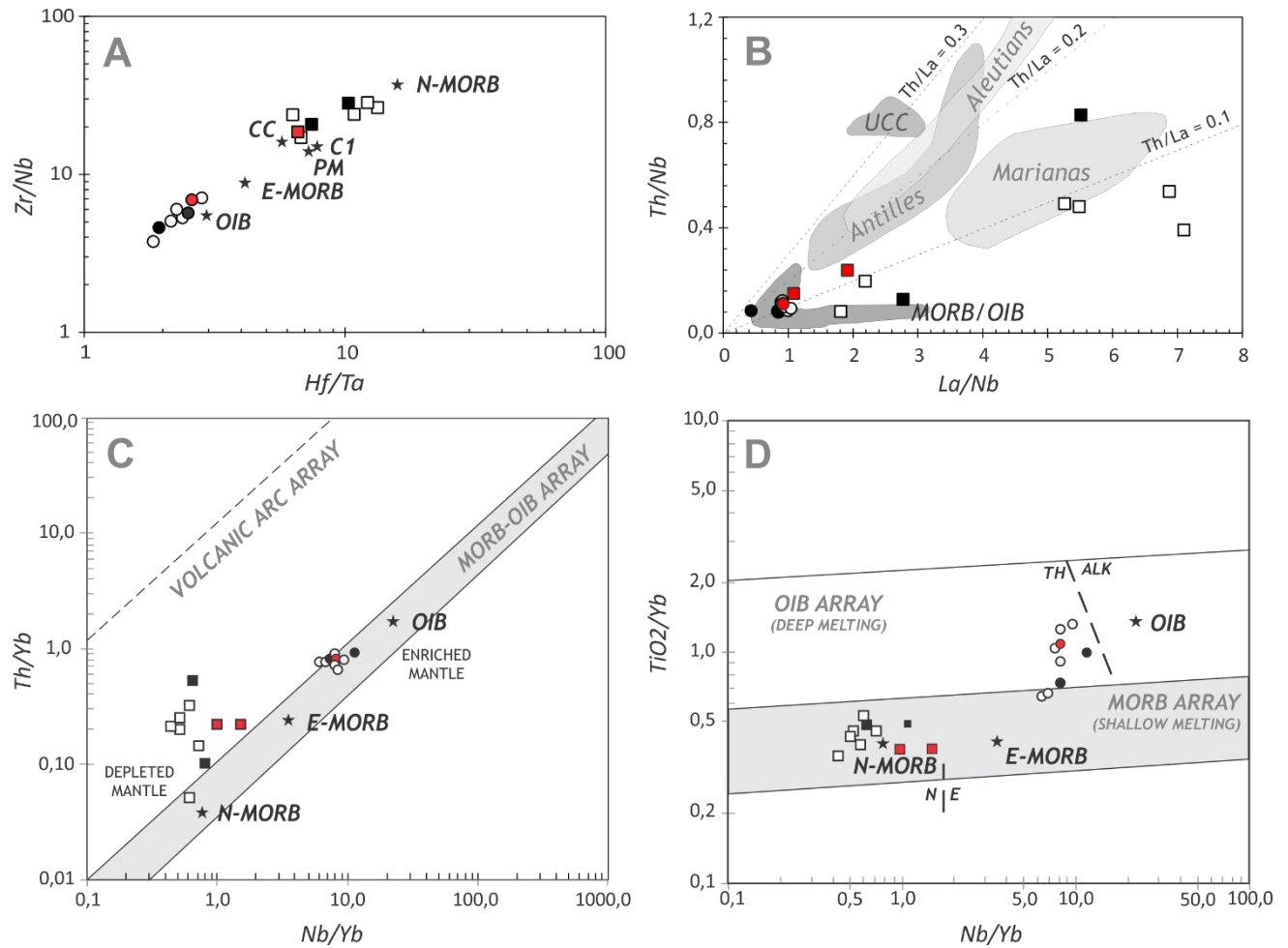


Figure 12 – Plots of (A) Zr/Nb vs Hf/Ta (Jochum *et al.*, 1986) for source character identification, (B) Th/Nb vs. La/Nb (Plank, 2005 and references therein) for crustal contamination definition, (C) Th/Yb vs. Nb/Yb (Pearce, 2008) for discrimination between oceanic basaltic rocks and rocks formed in other settings and (D) TiO_2 vs. Nb/Yb (Pearce, 2008) discriminating between intra-oceanic settings of formation for basaltic rocks. Reference values for OIB, MORB, E-MORB and PM in (A) are from Sun & McDonough. Continental crust values are found in Rudnick & Gao (2003).

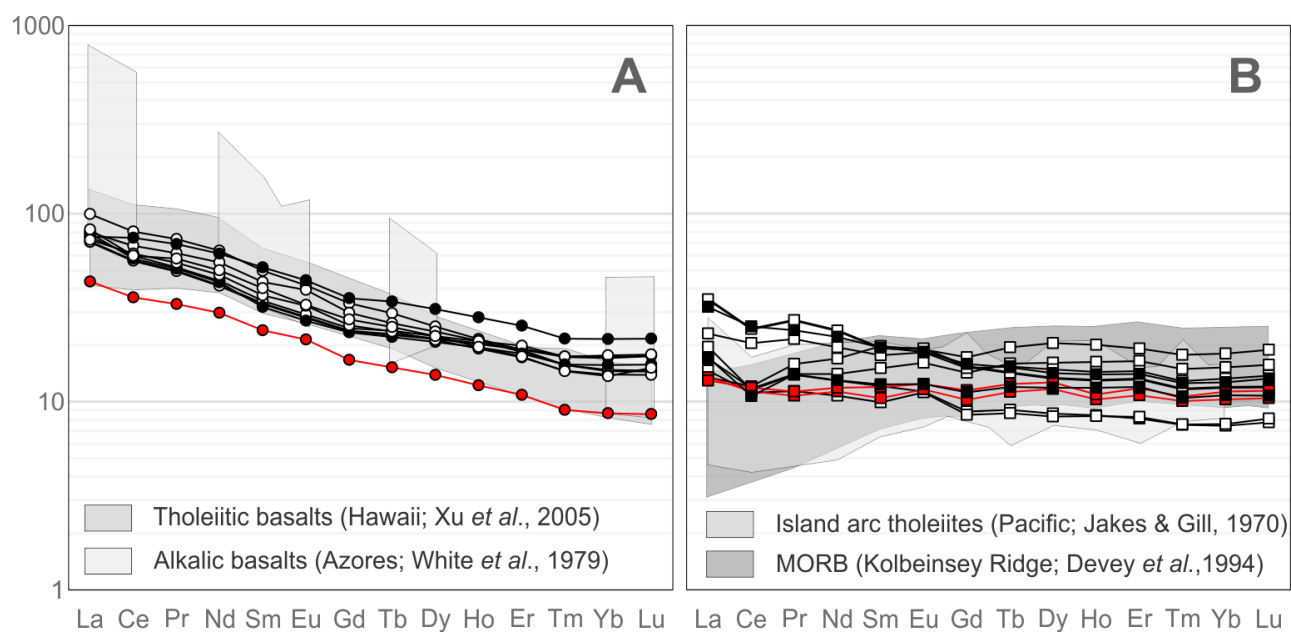


Figure 13 – MORB normalized REE diagrams for (A) amphibolites hosted by the Ceará Complex, (B) amphibolites related to the main phase of magmatism (ca. 620 Ma). Normalizing values are from Sun & McDonough (1989).

6.5.3. Genesis of Santa Quitéria amphibolites

Amphibolites from the meta-igneous domain of Santa Quitéria Complex rocks present strong LILE enriched in detriment to HSFE (high LIL/HFSE ratios), as shown in *Figure 10*. Although this characteristic cannot be regarded as diagnostic, due to the previously discussed implications of metamorphism in the geochemical system of LILE, when compared to rocks from the metasedimentary domain (Ceará Complex amphibolites), Santa Quitéria amphibolites present inferior orders of HFSE concentration (*Fig. 8* and *9*). Pearce & Norry (1979) point to lower Ti, Zr and Nb contents of island arc basalts as important distinguishing feature from MORBs. These evidences coupled with the negative Nb(-Ta) anomaly suggest unambiguous subduction related character (Jakes & White, 1969; Perfit *et al.*, 1980; McCulloch & Gamble, 1991).

Tables

Table 1 – Zircon U-Pb data for selected amphibolites.

Spot	f206 (%)	U	±2σ	Th	±2σ	Pb	±2σ	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ
<i>TJJV-01 (Ceará Complex)</i>																		
Spot 212	0,1206	463	41	38,8	2	16,9	1,3	0,084	1,02100	3,42801	0,11690	2,90847	877	40	709	19	708	17
Spot 213	0,1554	337	11	238	10	79,8	4	0,706	0,91400	2,40700	0,10720	2,05224	682	27	655	13	658	11
Spot 214	0,1427	368	15	113,3	2,3	28,2	1,4	0,308	0,92000	2,28261	0,10810	1,75763	649	26	661	11	661	11
Spot 215	0,1194	434	18	264,9	6,9	90,2	3,2	0,610	0,91400	2,73523	0,10820	2,21811	652	33	661	14	660	13
Spot 220	0,4183	131,4	5,8	106,8	2,5	37,5	1,7	0,813	0,88400	3,84615	0,10480	3,05344	865	51	641	19	641	18
Spot 224	0,0591	951	61	77	4,4	25,5	1,7	0,081	0,84700	1,77096	0,10110	1,68150	636	21	621	10	623,7	8,1
Spot 226	0,1143	535	20	90,6	2	28,4	1,4	0,169	0,79500	2,26415	0,09620	1,87110	662	29	592	10	592	10
Spot 227	0,1065	505	32	304,5	9,4	80,2	3,5	0,603	0,89100	2,13244	0,10550	1,89573	675	28	645	12	648	10
Spot 228	0,0969	588	24	238,2	4,6	67,5	2,3	0,405	0,87200	2,52294	0,10290	2,23518	608	32	634	13	633	12
Spot 230	0,5709	115	11	64	1,2	19,1	1	0,557	0,78600	5,08906	0,09640	3,42324	994	58	593	19	593	22
Spot 231	0,3928	149,7	9,7	102,7	2,2	27,2	1,3	0,686	0,85200	4,10798	0,10240	2,83203	826	53	627	17	627	19
Spot 232	0,1116	476	34	496	18	145,8	6,3	1,042	0,94900	2,52898	0,11000	2,00000	761	31	672	13	676	13
Spot 233	0,0884	716	17	32,8	1,3	11,4	1,1	0,046	0,78700	2,54130	0,09520	2,20588	699	30	586	12	587	11
Spot 234	0,1417	455	17	59,6	1,8	25,5	1,4	0,131	0,75800	2,90237	0,09200	2,39130	716	36	567	13	570	13
Spot 235	0,1109	536	22	354	15	86,4	5,2	0,660	0,82200	2,18978	0,09940	2,01207	657	28	610	12	608,5	9,8
Spot 237	0,2575	203,9	9,6	201,3	9,3	56,8	3,1	0,987	1,00200	3,19361	0,11470	2,52833	854	46	698	17	701	16
Spot 238	0,6182	103,1	4,4	136,2	3	40,6	2	1,321	0,79200	5,05051	0,09540	3,14465	960	52	587	18	591	23
Spot 240	0,6244	93,6	2,2	139,5	6,2	37	1,9	1,490	0,84500	4,85207	0,09900	3,23232	899	51	607	19	605	22
Spot 241	0,0567	961	20	43,7	1,2	32,1	1,8	0,045	0,95300	2,09864	0,11060	2,07957	764	23	676	13	677	10
Spot 242	0,1198	443	17	407	15	137,3	5,1	0,919	0,98000	2,24490	0,11320	1,94346	735	27	693	13	689	11
Spot 246	0,3659	122,2	6,3	52,7	1,1	18,09	0,92	0,431	1,24300	3,29847	0,13530	2,66075	962	39	814	20	816	19
Spot 248	0,2890	167,6	6,4	58,6	2,2	22,6	1,4	0,350	1,14300	3,41207	0,12520	2,87540	956	44	758	20	762	19
Spot 251	0,1842	304	15	376	18	105,2	5,3	1,237	0,87400	2,51716	0,10500	2,19048	708	31	642	13	639	12
Spot 252	0,2963	188,1	7,1	196,8	7	59,9	2,8	1,046	0,93400	3,42612	0,10800	2,59259	871	43	662	17	664	17
Spot 253	0,2120	213	14	79,9	3	33,5	1,9	0,375	1,23100	3,00569	0,13480	2,74481	785	33	811	21	806	17
Spot 254	0,1543	349	11	254,5	8,3	87,2	3,5	0,729	0,95300	2,72823	0,11010	2,27066	785	33	672	15	674	13
Spot 255	0,1144	531	47	35,3	1,6	14,05	0,99	0,066	0,76900	2,99090	0,09380	2,13220	656	31	576	12	579	13
Spot 256	0,3119	186,4	6,2	182,5	4,5	55,9	2,6	0,979	0,82800	3,62319	0,09970	2,60782	792	42	612	15	613	17
<i>TJJV-07 (Ceará Complex)</i>																		
Spot 259	0,6667	98,2	6,2	140,5	8,7	9,8	1,1	1,431	0,81700	5,50796	0,09630	3,94600	1055	62	589	22	587	24
Spot 260	0,2261	237,4	6,3	51,9	2,6	18,3	1,4	0,219	0,93300	3,75134	0,10780	2,59740	739	41	659	16	665	17
Spot 262	0,2016	278,8	4,7	12,74	0,46	3,22	0,37	0,046	0,86600	2,77136	0,10190	2,15898	704	32	624	13	629	13
Spot 263	0,3812	146,6	5,1	2,31	0,19	0,52	0,15	0,016	0,87400	4,00458	0,10210	2,64447	857	50	625	16	628	19
Spot 267	0,6052	104,7	5,9	97,5	7,6	9,3	1,3	0,931	0,80400	5,72139	0,09620	3,95010	982	62	589	22	593	24
Spot 268	0,2922	187	13	79,4	6,5	12,9	1,4	0,425	0,90800	3,74449	0,10690	2,71282	810	44	655	17	656	18
Spot 273	1,2262	37,03	0,96	11,94	0,74	5,63	0,75	0,322	1,31400	7,15373	0,13650	5,34799	1410	100	825	42	828	41
Spot 275	0,2008	301,6	9,3	8,85	0,39	3,1	0,39	0,029	0,83500	2,75449	0,09940	2,21328	699	34	611	13	613	13
Spot 277	0,1996	300	12	7,68	0,4	2,15	0,31	0,026	0,84800	2,59434	0,10130	2,07305	693	34	621	12	622	12

Spot 281	0,3839	153,5	4	4,05	0,27	0,97	0,19	0,026	0,86100	3,36818	0,10110	2,47280	713	39	621	14	619	16
Spot 282	0,2758	196,1	5,5	6,35	0,65	0,63	0,16	0,032	0,96200	3,22245	0,11100	2,43243	801	33	676	16	681	16
Spot 287	0,2149	298	11	2,73	0,2	0,73	0,18	0,009	0,84200	3,20665	0,10040	2,58964	737	36	615	15	619	15
Spot 289	0,2095	294,4	4,8	13,63	0,57	3,9	0,46	0,046	0,85800	2,68065	0,10210	2,25269	726	31	626	14	628	12
<i>TJF5-258 (Santa Quitéria Complex)</i>																		
Z1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,82156	2,31760	0,09873	2,18186	616	18	607	15	609	6
Z4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,83697	2,73940	0,09977	2,62527	634	18	613	23	617	7
Z5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,82308	2,19003	0,09899	2,05025	614	17	608	13	610	6
Z6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,85860	2,16368	0,10246	2,02215	631	17	629	13	629	6
Z7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,84021	2,25253	0,10050	2,11533	626	18	617	14	619	6
Z8	-	-	-	-	-	-	-	-	0,86929	2,16537	0,10392	2,01058	628	20	637	12	635	6
Z9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,82546	2,20858	0,09904	2,06300	620	19	609	13	611	6
Z10	-	-	-	-	-	-	-	-	0,81723	2,15842	0,09811	2,01742	618	17	603	12	607	6
Z11	-	-	-	-	-	-	-	-	0,82463	2,19203	0,09906	2,05271	617	17	609	13	611	6
Z12	-	-	-	-	-	-	-	-	0,83945	2,17084	0,10023	2,03099	630	17	616	12	619	6
Z14	-	-	-	-	-	-	-	-	0,81268	2,16862	0,09791	2,02604	611	18	602	12	604	6
Z15	-	-	-	-	-	-	-	-	0,84012	2,15831	0,10045	2,01278	627	18	617	12	619	6
Z16	-	-	-	-	-	-	-	-	0,82917	2,17516	0,09964	2,02126	616	20	612	12	613	6
Z18	-	-	-	-	-	-	-	-	0,83293	2,21230	0,10000	2,07434	618	17	614	13	615	6
Z19	-	-	-	-	-	-	-	-	0,84463	2,16531	0,10140	2,02488	618	17	623	12	622	6
Z20	-	-	-	-	-	-	-	-	0,80849	2,15687	0,09679	2,01592	624	17	596	12	602	6

Table 2 - Lu-Hf data for sample TJ-F5-258 (Santa Quitéria Complex).

Samples/ Spot	U-Pb dating		Present-day ratios				Values calculated			Crust model ages (Ga)		T _{DM} (Ga)
	Age (Ma)	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _i	ε _{Hf}	±2σ	Mafic	Felsic	
Z3_07	607.0	25.3	0.282590	0.000063	0.000224	0.000008	0.282588	6.58	0.50	1.30	1.01	0.91
Z4_05	613.1	30.7	0.282569	0.000079	0.000181	0.000005	0.282566	5.96	0.47	1.36	1.05	0.94
Z6_07	628.8	24.2	0.282612	0.000077	0.000305	0.000003	0.282608	7.78	0.38	1.21	0.97	0.88
Z14_12	602.1	23.3	0.282549	0.000071	0.000229	0.000004	0.282546	5.00	0.27	1.44	1.09	0.96
Z18_16	614.4	24.3	0.282617	0.000058	0.000134	0.000001	0.282616	7.73	0.34	1.21	0.96	0.87

Table 3 – Sm-Nd data for selected samples.

	Amostra	Sm	Nd	Sr	Rb	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	E_{Nd}	T_{DM}
CEARÁ COMPLEX (ca 670 Ma.)	TJJV-07	8.39	34.01	61.70	3.69	0.149152	0.512677	0.000005	0.70400	0.00001	0.702346	0.512022	+4.84	1.03
	TJJV-12B	3.85	15.89	13.07	2.38	0.146670	0.512563	0.000009	0.70637	0.00003	0.701332	0.511919	+2.83	1.24
	TJJV-45A	5.53	23.26	22.81	28.32	0.143701	0.512526	0.000007	0.71616	0.00002	0.681780	0.511895	+2.36	1.26
	TJJV-45C			24.31	22.19				0.71291	0.00002	0.687642			
	TJJV-55	4.62	20.16	21.84	6.79	0.138408	0.512524	0.000009	0.70716	0.00002	0.698559	0.511916	+2.77	1.18
	TJJV-58			43.89	5.02				0.70936	0.00002	0.706195			
	TJJV-59	6.34	26.22	26.63	3.70	0.146093	0.512571	0.000016	0.70720	0.00002	0.703356	0.511929	+3.03	1.21
SANTA QUITÉRIA COMPLEX (ca. 630 Ma.)	TJF4 82B	3.75	21.61	-	-	0.104800	0.512135	0.000008	-	-	-	0.511702	-2.41	1.35
	TJF4-90	8.23	52.85	-	-	0.094100	0.511615	0.000005	-	-	-	0.511226	-11.71	1.87
	TJF4-92	5.89	37.49	-	-	0.094900	0.511678	0.000010	-	-	-	0.511286	-10.54	1.80
	TJF4-122	5.49	26.73	-	-	0.124200	0.512145	0.000009	-	-	-	0.511632	-3.78	1.61
	TJPR4-01	5.86	25.88	-	-	0.136900	0.512134	0.000008	-	-	-	0.511569	-5.02	1.88
	TJCB-102	6.08	29.20	-	-	0.125800	0.512189	0.000004	-	-	-	0.511167	-3.05	1.57
	TJJV-141	5.20	20.37	262.61	9.21	0.154324	0.512383	0.000010	0.71578	0.00002	0.714867	0.511746	-1.56	1.81

Table 4 - Whole-rock major and trace elements results.

Sample	TJJV-07	TJJV-12A	TJJV-12B	TJJV-45-A	TJJV-45-C	TJJV-54	TJJV-55	TJJV-58	TJJV-59
SiO ₂	47.07	48.58	45.09	49.75	49.87	52	49.7	45.67	47.09
TiO ₂	3.312	3.145	1.551	2.009	1.896	3.654	1.975	2.211	2.556
Al ₂ O ₃	14.06	13.62	10.55	14.14	14.06	13.27	13.81	16.38	14.19
Fe ₂ O ₃	15.99	13.45	14.41	13.4	12.88	15.44	13.52	11.06	13.25
MnO	0.217	0.175	0.202	0.211	0.199	0.218	0.177	0.155	0.181
MgO	6.05	5.47	16.79	5.83	6.27	4.17	6.39	8.08	7.84
CaO	9.52	11.38	6.85	9.03	10.13	6.82	9.95	12.45	10.98
Na ₂ O	2.28	2.09	1.46	3.25	2.84	1.95	2.94	2.65	2.51
K ₂ O	0.43	0.39	0.18	1.4	1.13	1.95	0.49	0.61	0.5
P ₂ O ₅	0.411	0.397	0.183	0.244	0.225	0.476	0.221	0.282	0.259
LOI	0.8	1.46	2.43	0.91	0.66	0.04	0.94	0.49	0.85
Sum	100.1	100.2	99.7	100.2	100.2	100	100.1	100	100.2
Li	16.892	14.656	27.813	8.14	4.575	10.683	20.38	7.837	15.05
Be	1.358	1.23	0.651	0.989	0.816	1.892	0.795	1.577	0.836
V	300.637	342.478	229.839	301.691	291.81	278.518	306.491	274.886	302.189
Cr	52.914	140.839	857.967	52.964	87.234	6.826	37.026	305.635	225.928
Co	47.508	41.347	83.244	43.721	42.578	31.45	48.954	40.384	47.938
Ni	44.706	63.297	445.607	30.087	35.262	8.524	54.07	110.151	88.628
Cu	31.68	44.868	50.546	32.27	42.702	32.282	37.141	46.2	85.3
Zn	169.145	131.927	119.512	105.807	101.377	179.602	114.929	99.681	126.817
Ga	26.078	20.748	14.329	17.558	16.88	19.841	16.374	19.341	20.128
Rb	8.554	9.338	5.51	65.712	51.486	81.505	15.754	11.641	8.595
Sr	447.918	305.097	94.878	165.579	176.499	198.626	158.532	318.645	193.358
Y	31.295	30.259	18.134	30.831	29.738	40.547	29.338	27.448	28.239
Zr	164.094	98.914	74.334	113.609	98.861	235.051	97.026	71.254	107.501
Nb	23.53	19.911	11.157	19.965	18.343	41.361	21.828	18.684	18.631
Mo	1.254	0.802	0.24	1.319	0.824	0.261	0.657	0.957	0.755
Cd	0.112	0.103	0.077	0.071	0.102	0.079	0.104	0.093	0.092
Sn	2.246	3.264	0.99	1.801	1.785	3.389	1.122	1.634	1.695
Sb	0.105	0.314	0.144	0.111	0.164	0.03	0.069	0.035	0.07
Cs	0.185	0.232	0.967	0.302	0.325	3.626	0.155	0.311	0.185
Ba	163.813	56.239	25.433	192.491	178.937	193.816	79.582	69.692	56.481
La	23.563	18.85	10.34	17.799	16.787	17.905	18.613	17.22	19.482
Ce	49.235	41.324	21.905	36.591	34.428	45.631	35.321	37.436	36.628
Pr	6.952	5.841	3.145	4.927	4.708	6.542	4.845	5.204	5.483
Nd	29.705	25.652	13.847	20.539	19.355	28.668	20.179	22.108	23.297
Sm	7.61	6.638	3.67	5.268	5.074	7.936	4.88	5.618	6.125
Eu	2.412	2.277	1.245	1.691	1.63	2.563	1.567	1.883	1.902
Gd	6.867	6.101	3.431	5.043	4.866	7.28	4.81	5.249	5.618
Tb	1.107	0.98	0.57	0.893	0.853	1.276	0.826	0.882	0.932
Dy	6.375	5.997	3.527	5.673	5.502	7.917	5.287	5.42	5.667
Ho	1.217	1.193	0.693	1.188	1.154	1.591	1.1	1.082	1.109
Er	3.116	3.039	1.8	3.28	3.161	4.194	2.989	2.849	2.884
Tm	0.401	0.4	0.231	0.443	0.444	0.551	0.403	0.372	0.37
Yb	2.474	2.504	1.476	2.996	2.919	3.667	2.665	2.369	2.33
Lu	0.368	0.372	0.218	0.452	0.445	0.549	0.401	0.353	0.385
Hf	4.453	2.948	2.088	3.265	2.89	6.146	2.781	2.319	3.133
Ta	1.577	1.362	0.77	1.386	1.201	2.426	1.412	1.253	1.259
W	3.025	2.754	2.5	1.999	2.65	1.133	0.817	1.359	0.609
Pb	5.856	4.019	3.428	3.743	5.234	3.735	6.197	12.428	4.611
Bi	0.169	0.474	0.164	0.2	0.153	0.111	0.067	0.225	0.116
Th	2.003	2	1.228	2.337	2.273	3.533	1.807	2.121	1.746
U	0.717	0.595	0.331	1.097	0.71	1.143	0.441	0.929	0.71

Table 4 - Continuation

Sample	TJJV-56	TJJV-75	TJJV-92	TJJV-96	TJJV-100	TJJV-112-A	TJJV-136	TJJV-173	TJJV-183A	TJJV-183B
SiO ₂	49,08	48,87	49,25	48,86	50,25	53,07	49,18	48,16	50,47	50,33
TiO ₂	1,219	0,549	0,557	0,74	1,068	1,037	1,155	0,787	0,674	0,748
Al ₂ O ₃	15,01	15,78	16,64	14,71	15,03	15,42	13,67	15,28	16,89	15,59
Fe ₂ O ₃	10,9	11,39	10,25	10,72	14,47	13,71	13,35	9,74	10,36	11,43
MnO	0,173	0,208	0,167	0,215	0,232	0,207	0,226	0,207	0,165	0,178
MgO	7,44	8,03	7	7,85	5,23	5,25	7,01	8,72	6,85	7,51
CaO	11,37	10,59	11,35	13,41	10,13	8,25	11,33	11,62	12,38	12,05
Na ₂ O	2,46	3,46	2,71	2,46	2,55	2,56	2,44	2,47	1,37	1,64
K ₂ O	0,61	0,41	1,02	0,41	0,49	0,26	0,76	1,55	0,23	0,11
P ₂ O ₅	0,108	0,09	0,098	0,079	0,208	0,205	0,087	0,121	0,063	0,067
LOI	0,86	0,73	0,93	0,5	0,56	0,38	0,96	1,6	0,29	0,08
Sum	99,2	100,1	100	99,9	100,2	100,3	100,2	100,3	99,742	99,733
Li	15,271	8,389	12,625	9,314	16,718	22,525	14,389	16,812	5,82	8,871
Be	0,401	0,296	0,407	0,28	0,594	0,812	0,714	0,574	0,192	0,156
V	268,268	249,828	247,426	252,284	461,029	436,472	356,232	222,504	202,578	239,439
Cr	249,842	175,438	161,831	694,803	16,468	44,684	143,411	89,496	155,046	217,044
Co	42,788	43,54	38,847	50,327	35,641	37,295	46,91	39,468	32,737	39,56
Ni	115,828	101,259	58,028	215,533	14,28	30,759	88,525	60,819	82,479	104,262
Cu	25,523	33,518	74,091	16,548	45,743	188,466	53,844	9,36	63,943	113,621
Zn	86,207	87,85	68,777	79,379	122,169	112,815	88,98	100,045	54,621	70,158
Ga	15,664	12,945	14,469	13,631	17,716	16,892	16,026	14,228	14,43	14,075
Rb	10,302	6,926	24,069	8,248	6,949	5,639	12,664	36,779	5,34	2,744
Sr	106,285	282,427	347,863	195,335	402,868	405,406	234,136	291,115	129,674	90,226
Y	29,805	12,275	12,886	18,493	20,245	21,668	25,38	21,972	15,282	16,314
Zr	31,418	17,242	18,045	30,366	33,718	38,059	43,32	24,166	31,106	30,936
Nb	1,76	0,652	0,659	1,468	1,206	1,368	1,837	0,994	1,67	2,821
Mo	0,194	0,22	0,108	0,112	0,194	0,119	0,352	0,412	0,076	0,09
Cd	0,115	0,062	0,066	0,068	0,197	0,1	0,091	0,189	0,101	0,114
Sn	0,657	0,402	0,244	0,503	0,296	0,547	0,532	0,533	0,254	0,398
Sb	0,144	0,062	0,053	0,056	0,063	0,048	0,185	0,027	0	0
Cs	0,175	0,084	0,181	0,056	0,078	0,169	0,289	0,226	0,167	0,117
Ba	31,889	59,333	256,569	83,617	391,525	71,791	215,065	125,126	174,728	39,165
La	3,192	4,631	3,466	4,068	8,296	7,544	4,025	5,452	3,197	3,071
Ce	7,384	7,072	6,827	6,55	14,933	15,394	7,19	12,537	6,946	7,26
Pr	1,504	1,318	1,084	1,327	2,576	2,274	1,331	2,045	1,023	1,078
Nd	7,921	6,027	5,028	6,084	11,142	10,343	6,545	9,069	5,295	5,536
Sm	3,02	1,851	1,519	1,888	2,951	2,967	2,305	2,305	1,6	1,831
Eu	1,102	0,656	0,649	0,721	1,109	1,067	0,936	1,063	0,673	0,72
Gd	3,539	1,819	1,751	2,309	3,155	3,26	2,923	3,104	2,107	2,365
Tb	0,726	0,339	0,325	0,447	0,534	0,568	0,596	0,575	0,421	0,464
Dy	5,206	2,196	2,122	3,008	3,394	3,592	4,082	3,763	2,962	3,224
Ho	1,134	0,479	0,475	0,672	0,737	0,792	0,919	0,813	0,583	0,617
Er	3,178	1,342	1,376	1,985	2,179	2,318	2,722	2,406	1,789	1,949
Tm	0,452	0,192	0,193	0,267	0,298	0,32	0,38	0,328	0,257	0,271
Yb	3,063	1,266	1,296	1,837	2,029	2,152	2,593	2,255	1,747	1,923
Lu	0,478	0,197	0,206	0,273	0,305	0,337	0,398	0,349	0,265	0,291
Hf	1,286	0,611	0,658	1,058	1,105	1,332	1,47	1,046	0,963	1,022
Ta	0,192	0,046	0,063	0,143	0,09	0,127	0,233	0,097	0,144	0,779
W	0,837	0,504	0,2	0,245	0,422	0,157	1,381	0,339	0,054	19,778
Pb	3,809	2,841	4,088	2,136	12,352	5,85	4,472	4,144	3,867	3,474
Bi	0,091	0,092	0,16	0,129	0,136	0,104	0,586	0,065	0,021	0,038
Th	0,145	0,255	0,324	0,188	0,648	1,132	0,363	0,477	0,398	0,425
U	0,153	0,146	0,25	0,112	0,394	0,472	0,47	0,5	0,14	0,132

Table 5 - Ratios of isotopic data and refractory and conservative elements for the studied rocks, compared to oceanic basalts.

	GROUP 01 (Ceará Complex)	GROUP 02 (Sta. Quitéria Complex)	GROUP 03	MORB/OIB Oceanic basalts	Reference
Nb/U	18.20-49.50	1.99-21.37	3.00-34.40	47 ± 10	Hoffmann <i>et al.</i> (1986)
Ce/Pb	3.01-12.22	1.21-3.07	2.63-15.09	25 ± 5	Hoffmann <i>et al.</i> (1986)
La/Ba	0.09-0.41	0.01-0.11	0.03-0.82	-	
Zr/Y	2.60-5.80	1.05-2.04	2.48-3.59	-	
Zr/Hf	30.73-38.24	23.10-32.30	28.633-40.64	36.6 ± 2.9	Jochum <i>et al.</i> (1989)
Nb/Ta	14.40-17.05	3.62-14.17	10.45-16.13	16.8 ± 3.1	Jochum <i>et al.</i> (1986)
Y/Ho	25.36-26.67	25.62-27.62	26.21-26.61	27.7 ± 2.7	Jochum <i>et al.</i> (1986)
Zr/Sm	12.68-29.62	8.96-19.44	15.63-21.78	27.7 ± 3.9	Jochum <i>et al.</i> (1986)
Hf/Ta	1.85-2.82	1.31-13.28	2.37-5.19	-	

7. PARTE III: CONSIDERAÇÕES FINAIS

Ocorrências de rochas meta-máficas são comuns a ambos os domínios geológicos situados às margens orientais do Arco Magmático Santa Quitéria. O primeiro domínio, de origem sedimentar, é representado pelo Complexo Ceará e registra a história do desenvolvimento de uma bacia regida por múltiplas dinâmicas (*rift*, margem passiva e *back-arc*). O segundo domínio, de origem ígnea e representado pelas rochas do Complexo Santa Quitéria, é testemunha da amalgamação e desenvolvimento do Gondwana Ocidental e núcleo remanescente da tectônica Pan-Africana/Brasiliana no território nacional.

A identificação ou discriminação petrográfica entre anfibolitos hospedados no domínio metassedimentar e meta-ígneo não é conclusiva, uma vez que a assembleia mineral comum à maior parte das rochas do conjunto estudado tipifica recristalização metamórfica em condições de fácies anfibolito (hornblenda + plagioclásio + quartzo + titanita \pm granada \pm clinopiroxênio \pm epidoto). São exceção os retro-eclogitos, cujas textura e mineralogia verificadas favorecem interpretação de metamorfismo de alto-grau, em fácies eclogito, e retrometamorfismo em fácies anfibolito.

Características estruturais e petrográficas sugerem entendimento de metamorfismo dinâmico e sob condições de P e T mais elevadas para os anfibolitos do Complexo Ceará, das quais destacam-se a orientação macroscópica (foliação) e microscópica (matriz nematoblástica) dos anfibolitos, além da ocorrência de anfibolitos com clinopiroxênio em retrometamorfismo (substituição mineral por hornblenda) e dos referidos retro-eclogitos. Para os anfibolitos hospedados no Complexo Santa Quitéria, textura macroscópica foliada não constitui regra e a matriz granoblástica (em petrografia) atesta recristalização metamórfica sob condições de regime localmente estático, para a qual teria contribuído, sobretudo, o aumento do gradiente térmico local ocasionado pelo magmatismo do arco continental. Para anfibolitos do domínio meta-ígneo, existe pouca evidência que suporte retro-metamorfismo.

Aspectos ligados ao modo de ocorrência, como geometria, dimensão e relações com rocha hospedeira, constituem importantes parâmetros guias para distinção entre anfobolitos estudados. No entanto, são critérios geoquímicos, geocronológicos e isotópicos que fornecem informação confirmatória para diferenciação entre anfibolitos de cada domínio.

Com atenção aos sucessivos eventos de hidratação e desidratação, que tipificam reações metamórficas em rochas de filiação máfica, um conjunto de elementos móveis em fases fluídas (principalmente metais alcalinos, alcalinos terrosos e alguns metais de transição de baixo potencial iônico, quase todos litófilos) sofreram perturbações importantes em sua

concentração. Regidas por fluídos metamórficos gerados em zonas de subducção, como é caso da área estudada, as alterações na concentração elemental, manifestadas como enriquecimento ou empobrecimento relativos, obliteraram a assinatura geoquímica do protólito ígneo dos anfibolitos em termos desses elementos mais móveis.

A classificação geoquímica proposta é apoiada, portanto, no conjunto de lantanídeos (elementos terras raras) e metais de transição de médio-alto potencial iônico (elementos de alta força de campo eletrônico) que são considerados imóveis durante alteração ocasionada por regime de fluídos metamórficos. Pela mesma razão, durante eventos de desidratação de crosta oceânica subductada, os referidos metais de transição de alto campo e os lantanídeos de maior massa atômica são ditos conservativos, pois são majoritariamente reintegrados ao manto e pouco contribuem para geração do magma do arco. A concentração desses elementos no magma é, portanto, reflexo de fenômenos ligados principalmente ao manto local. Dessa maneira, a geoquímica da rocha total dos anfibolitos identificou três classes de rocha com base em anomalias de nióbio (e de tântalo, metais de transição de alto campo) e fracionamento entre lantanídeos leve e pesados; todos elementos relativamente imóveis e conservativos.

Em diagramas de distribuição elemental, a assinatura geoquímica de rochas de arco pode ser definida a partir da identificação de altas razões entre elementos litófilos e de alto campo e anomalias negativas de nióbio e tântalo. A depender da natureza do manto local, enriquecido ou empobrecido, as rochas de arco podem ou não apresentar fracionamento de terras raras (ou lantanídeos), respectivamente.

A concentração de tório, expressa segundo razão com lantânio (conservativo) indica, para rochas com razões baixas ($< 0,2$), gênese em ambiente divergente, livre da influência de subducção ou sem contaminação crustal. Para maiores razões entre tório e lantânio, caracterizam-se os dois últimos citados cenários (subducção ou contribuição crustal), que não são mutuamente exclusivos e podem atuar em conjunto.

Em sequência, a presença de anomalias negativas de cério distingue rochas associadas à subducção daquelas simplesmente contaminadas durante ascensão na crosta, pois atesta reciclagem de sedimentos pelágicos. Em maiores estados de oxidação (Ce^{+4}), frequentemente verificadas para cério em nódulos de manganês de ambientes pelágicos, o elemento terra rara leve se comporta como imóvel e conservativo durante dinâmicas de subducção (magma do arco fica empobrecido em cério).

As referidas características geoquímicas são prontamente observadas nos anfibolitos do Complexo Santa Quitéria de maneira geral (altas razões LIL-/HFSE, anomalias negativas de

Nb-Ta-Ce, alta razão Th/La e baixo fracionamento de terras raras). Mesmo após descartada a validade da razão entre elementos litófilos e de alto campo, em função da mobilidade dos primeiros, esses anfibolitos ainda apresentam elementos de alto campo em menor concentração do que anfibolitos hospedados pelo Complexo Ceará. Dados isotópicos indicando ϵ_{Nd} negativo (-11.71 até -2.41) e idades modelo paleo- a mesoproterozóicas ($^{\text{Nd}}T_{\text{DM}}$ de 1.87 até 1.35 Ga) verificados para anfibolitos do Complexo Santa Quitéria, corroboram com a interpretação da contribuição de fontes crustais, evoluídas, durante sua formação magmática.

Ocorrências de anfibolitos hospedados pelo segmento norte das rochas da Unidade Lagoa Caiçara do Complexo Santa Quitéria apresentam evidente fracionamento entre os elementos terras raras. Apesar dos demais dados geoquímicos apontarem afinidade com o conjunto geral de anfibolitos do domínio meta-ígneo. Anomalias de Nb-Ta-Ce, também presentes, evidenciam respectivamente magma gerado em ambiente de subducção com contribuição e reciclagem de material sedimentar da crosta. Dados isotópicos confirmam a interpretação, ao indicarem ϵ_{Nd} negativo (-1.56) e idade modelo mesoproterozóica ($^{\text{Nd}}T_{\text{DM}}$ de 1.80 Ga). Análises de isótopos de Lu-Hf em zircão resultaram em ϵ_{Hf} positivos (+5.00 até +7.78) e idades modelo neoproterozóicas ($^{\text{Hf}}T_{\text{DM}}$ de 0.97 até 0.86 Ga), calculados para idade de cristalização de 637 ± 34 Ma obtida através de método U-Pb também em zircão (amostra **TJF5-258**). Como outros terras raras pesados e alguns metais de transição de alto campo, imóveis e altamente conservativos, a concentração e razões isotópicas de lutécio e háfnio são características governadas pela ocasião de sua extração do manto.

Com base nos expostos, segue-se que anfibolitos hospedados pela Unidade Lagoa Caiçara do Complexo Santa Quitéria corresponderiam a um desenvolvimento magmático pré-colisão principal (Província Borborema e Cráton São Luis-Oeste Africano). Em termos dos principais processos envolvidos, destaca-se a semelhança com desenvolvimentos responsáveis pela geração do magma que cristalizou o protólito dos demais anfibolitos. Entretanto, como demonstra o fracionamento entre terras raras e o enriquecimento relativo (aos outros anfibolitos do domínio meta-ígneo) em elementos de alto campo, o manto adjacente ao arco teria caráter relativamente enriquecido.

Proposições acerca da gênese dos anfibolitos hospedados no Complexo Santa Quitéria seguem nos tópicos abaixo:

i) gênese do magma do arco com contribuição relevante de fontes crustais paleo- a mesoproterozóicas, incluindo sedimentos pelágicos siliciclásticos contendo nódulos de

manganês com anomalia negativa de Ce^{+3} (cério majoritariamente oxidado para Ce^{+4} , conservativo e imóvel e, portanto, reintegrado ao manto);

ii) o incipiente fracionamento entre elementos terras raras e o empobrecimento em elementos de alto campo requer alta taxa de fusão do manto adjacente ao arco (*mantle wedge*);

iii) ascensão, extrusão e cristalização em momento precedente ao aumento do gradiente geotérmico local devido à colisão principal (Província Borborema e Cráton São Luis-Oeste Africano);

iv) mobilização local dos anfibolitos sob forma de xenólitos em rochas magmáticas mais novas;

v) metamorfismo de alta temperatura correlato à anatexia do Complexo Santa Quitéria (aumento do gradiente térmico).

Com exceção dos retro-eclogitos, que apresentam características geoquímicas similares aos anfibolitos hospedados pelo Complexo Santa Quitéria, demais rochas anfibolíticas do domínio metassedimentar (hospedadas pelo Complexo Ceará) têm assinaturas geoquímicas, isotópicas e geocronologia incompatível com regimes ativos descritas previamente (ausência de anomalias Nb-Ta-Ce).

Descartadas as baixas razões entre elementos litófilos e de alto campo, em função da mobilidade dos primeiros, a distribuição elemental dos anfibolitos do domínio metassedimentar apresentam ordens de grandeza que os coloca entre basaltos oceânicos de segmentos enriquecidos de dorsais meso-oceânicas (E-MORB) e basaltos de ilhas oceânicas (OIB). A avaliação de razões constituídas somente entre elementos de alto campo (imóveis e conservativos) mostram-se bastante constantes e em concordância com valores aceitos para o manto primitivo (e inclusive condritos), atestando pouco distanciamento genético do manto. As mesmas razões mostram que a magnitude de enriquecimento em elementos incompatíveis nesses anfibolitos é condizente com padrões de referência de basaltos de ilhas oceânicas. A inexistência de indicativos de contaminação por ascensão em crosta continental ou influência de subducção aponta para evento de extrusão e cristalização em crosta oceânica.

Valores de ϵ_{Nd} positivo (+1.66 até +4.16) e idades modelo meso- a neoproterozóicas ($^{Nd}T_{DM}$ de 1.26 até 1.00 Ga), corroboram com entendimento de protólito cristalizado a partir de material juvenil de origem mantélica. Geocronologia U-Pb em zircão aponta para período de cristalização em *ca.* 670 Ma (667 ± 16 Ma, núcleo ígneo de zircões da amostra **TJJV-07**) e metamorfismo durante a colisão principal (621 ± 9 Ma, bordas de zircões de baixa razão Th/U da amostra **TJJV-07**).

A interpretação feita sobre a gênese das rochas metamáficas hospedadas pelo Complexo Ceará, conforme exposta nesses dois últimos parágrafos, implica em existência de crosta oceânica de idade neoproterozóica no Domínio Ceará Central, para qual não existem evidências precedentes. Comparação com anfibolitos coletados no domínio meta-ígneo do referido arco magmático (Complexo Santa Quitéria), descartam semelhanças com rochas geradas em ambientes ativos e facultam discussão sobre as implicações tectônicas da existência de crosta oceânica no referido intervalo de tempo geológico.

A adoção de um modelo genético que respeite a classificação geotectônico-geoquímica aqui obtida, de basaltos de ilhas oceânicas (OIBs) para o protólito das metamáficas do domínio metassedimentar (Complexo Ceará), implica na existência de plumas mantélicas e demais dinâmicas tectônicas para as quais, no presente nível de entendimento da PB, também não existem evidências precedentes. Por outro lado, a avaliação de assinatura de rochas oceânicas aliada à identificação da ocorrência de retro-eclogitos nas margens orientais do arco abrem espaço para investigações que tenham como objetivo determinação do regime tectônico, possivelmente colisional, responsável pelo metamorfismo em fácies eclogito e pelo consumo da crosta oceânica neoproterozóica, cujos remanescentes estão representados pelas rochas metamáficas do Complexo Ceará.

Nesse sentido, são importantes estudos mais aprofundados da geoquímica e da geocronologia das rochas da Unidade Lagoa Caiçara, que podem corresponder ao arco de ilhas pré-Santa Quitéria e, portanto, ser resultado da subducção da crosta oceânica neoproterozóica postulada pelo presente trabalho. Também se faz essencial adquirir maior número de determinações geocronológicas de cristalização e deformação das amostras metamáficas do Complexo Ceará, para confirmação dos dados apresentados e, tentativamente, estabelecer o intervalo geocronológico de existência da crosta oceânica.

8. REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M., 1977, *O Cráton do São Francisco*. Revista Brasileira de Geociências, 7: 349-64.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A., 1981, *Brazilian Structural provinces: an introduction*. Earth Science Reviews, 17: 1-29.
- ALMEIDA, F. F. M.; BLACK, R., 1968, *Geological comparison of northeastern South America and western Africa*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40 (supplement): 317-319.
- ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K., 1973, *The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of the Amazon River*. In: A. E. M. NAIRN; F. G. STEHLI (eds.), *The Ocean Basins and Margins*. New York, Plenum Publishing Corp. 1: 411-446.
- AMARAL, W. S.; SANTOS, T. J. S.; WERNICK, E., 2011, *Occurrence and geochemistry of the metamafic rocks from the Forquilha Eclogite Zone, central Ceará (NE Brazil): geodynamic implications*. Geological Journal, 46: 137-155.
- AMARAL, W. S.; SANTOS, T. J. S.; ANCELMI, M. F.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; MATTEINI, M.; MORETO, C. P., 2015, *1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE-Brazil, constrained by U-Pb, Hf and Nd isotopes*. Journal of South American Earth Sciences, 58: 210-222.
- ANCELMI, M. F.; SANTOS, T. J. S.; REGINATO, R. A.; AMARAL, W. S.; MONTEIRO, L. V. S., 2013, *Geologia da Faixa Eclogítica de Forquilha, Domínio Ceará Central, noroeste da Província Borborema*. Brazilian Journal of Geology, 43 (2): 235-252.
- ANCELMI, M. F.; SANTOS, T. J. S.; AMARAL, W. S.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; ZINCONE, S. A., 2015, *Provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central Domain of Borborema Province, NE Brasil: Implications for the significance of associated retrograde eclogites*. Journal of South American Earth Sciences: 58: 82-99.
- ANDERSEN, T.; ANDERSSON, U. B.; GRAHAM, S.; ÅBERG, G.; SIMONSEN, S. L., 2009, *Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon* Journal of the Geological Society, 166: 233-247.
- ARAÚJO, C. E. G.; CORDANI, U. G.; BASEI, M. A. S.; CASTRO, N. A.; SATO, K.; SPROESSER, W. M., 2012, *U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from Ceará Central and Médio Coreau Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin*. Precambrian Research, 206-207: 36-51.
- ARAÚJO, C. E. G.; CORDANI, U. G.; WEINBERG, R. F.; BASEI, M. A. S.; ARMSTRONG, R.; SATO, K., 2014, *Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites*. Lithos, 202-203: 167-189.
- ARTHAUD, M. H.; HARTMANN, M. B.; TAGLIANI, T. R. M., 1988, *Metamorfismo inverso na porção centro-leste da Folha Independência - CE: suas implicações estruturais e estratigráficas*. Revista de Geologia UFC, 1 (1): 41-44.
- ARTHAUD, M. H.; VASCONCELOS, A. M.; NOGUEIRA NETO, J. A.; OLIVEIRA, F. V. C.; PARENTE, C. V.; MONIÊ, J. P.; CABY, R.; FETTER, A. H., 1998, *Main structural features of precambrian domains from Ceará (NE Brazil)*. In: International Conference on Precambrian and Cratons Tectonics, Ouro Preto, Abstracts, 84-85.
- ARTHAUD, M. H., 2007, *Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. 170 pgs.

- ARTHAUD, M. A.; CABY, R.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PARENTE, C. V., 2008, *Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa*. In Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito Neves, B. B.; Wit, M. J. [eds.], 2008, *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publication, 294. 427pgs.
- ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; SANTOS, T. J. S.; CABY, R.; ARMSTRONG, R., 2015, *The Neoproterozoic Ceará Group, Central Ceará domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology*. Journal of South American Earth Sciences, 58: 223-237.
- BAIER, J.; AUDÉTAT, A.; KEPPLER, H., 2008, *The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas*. Earth and Planetary Science Letter, 267: 290-300.
- BEAUDOIN, B. C.; GODFREY, N. J.; KLEMPERER, S. L.; LENDL, C.; TREHU, A. M.; HENSTOCK, T. J.; LEVANDER, A.; HOLL, J. E.; MELTZER, A. S.; LUETGER, J. H.; MOONEY, W. D., 1996, *Transition from slab to slabless: Results from the 1993 Mendocino triple junction seismic experiment*. Geology, 24 (3): 195-199.
- BECKER, H.; JOCHUM, K. P.; CARLSON, R. W., 2000, *Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones*. Chemical Geology, 163: 65-99
- BEST, M. G., 2003, *Igneous and Metamorphic Petrology*. Oxford: Blackwell Science Ltd, 2ed. 758 pgs.
- BRANDÃO, R. L.; FREITAS, L. C. B., 2014, *Geodiversidade do Estado do Ceará*. Serviço Geológico do Brasil - CPRM. 216 pgs.
- BRIDGEWATER, D.; ROSING, M.; SHIOTTE, L.; AUSTRHEIM, H., 1989, *The Effect of Fluid-Controlled Element Mobility During Metamorphism on Whole Rock Isotope Systems, Some Theoretical Aspects and Possible Examples*. In Bridgewater, D. [edt.], 1989, *Fluid Movements--Element Transport and Composition of the Deep Crust*. NATO (N. Atlantic Treat Org.), Adv. Sci. Inst., Set. C: Math. Phys. Sci., Ser. C, 281: 331-344.
- BRITO NEVES, B. B., 1975, *Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BRITO NEVES, B. B.; MANTOVANI, M. S. M.; KAWASHITA, K., 1975, *Contribuição a geocronologia do Pré-Cambriano Cearense*. VII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza. Atas do..., 1: 299-318.
- BRITO-NEVES, B. B., 1983, *O Mapa Geológico do Nordeste. Oriental do Brasil, Escala 1:100.000*. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R., 2000, *Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil*. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz-Filho, A.; Campos, D. A. [eds.], *Tectonic Evolution of South America*. CPRM, Rio de Janeiro, 151-182 pgs.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; FETTER, A., 2002, *North-western Africa - North-eastern Brasil. Major tectonic links and correlation problems*. Journal of African Earth Sciences, Short Communication, 34: 275-278.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; SANTOS, E. J.; PETRONILHO, L., 2005, *A zona tectônica Teixeira Terra Nova (ZTTN): fundamentos da geologia regional e isotópica*. Geologia USP Série Científica, 5: 57-80.
- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A., 2013, *Neoproterozoic evolution of the South-American platform*. Journal of South American Earth Sciences, 47: 72-89.
- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M., 2014, *The Brasiliano collage in South America: a review*. Brazilian Journal of Geology, 44 (3): 493-518.
- BUCHER, K; FREY, M., 2002, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin: Springer, 7ed. 341 pgs.

BUCHER, K.; GRAPES, R., 2011, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin: Springer, 8ed. 428 pgs.

BÜHN, B.; PIMENTEL, M. M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. L., 2009, *High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS)*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81: 99-114.

CABY, R., 1989, *Precambrian terranes of Benin–Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit*. In: Dallmeyer, R. D. [edt], *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. Geological Society of America, Special Papers, 230, 145–158.

CABY, R.; ARTHAUD, M. H., 1986, *Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil*. Geology, 14: 871-874.

CAMPANHA, G. A. C.; FALEIROS, F. M.; BASEI, M. A. S.; TASSINARI, C. C. G.; NUTMAN, A. P.; VASCONCELOS, P. M., 2015, *Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism*. Precambrian Research, 266: 530-550.

CAMPOS, M.; BRAGA, A. P. G.; SILVA, F. A. F.; BENEVIDES, H. C.; MORAES, J. B. A.; FRANÇA, J. B.; ANDRADE, V. A., 1976, *Projeto Rio Jaguaribe - Relatório final*. Recife, DNPM/CPRM, 1: 306 p.

CANN, J. R., 1970, *Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks*. Earth and Planetary Science Letters 10: 7-11

CASTRO, N. A.; BASEI, M. A. S.; SATO, K., 2003, *Nd data from Central Ceará Domain: Archean relicts, Paleoproterozoic record and Neoproterozoic crustal reworking*. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003, Salvador. *Short Papers*, 1: 160-163.

CASTRO, N. A., 2004, *Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 335 pgs.

CASTRO, N. A.; BASEI, M. A. S.; CAMPOS NETO, M. C., 2005, *O Domínio Tectônico Ceará Central no trecho entre as localidades de Madalena e Taparuaba: a evolução proterozóica de um orógeno na Província Borborema*. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim de Resumos Expandidos, 396-398.

CAVALCANTE, J. C.; FERREIRA, C. A.; ARMESTO, R. C. G.; MEDEIROS, M. F.; RAMALHO, R.; BRAUN, O. P. G.; BAPTISTA, M. B., 1983, *Mapa geológico do Estado do Ceará, Escala 1:500.000*. DNPM/CPRM.

CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. F.; PAIVA, I. P.; GOMES, F. E. M.; CAVALCANTE, S. N.; CAVALCANTE, J. E.; MELO, A. C. R.; DUARTE NETO, V. C.; BENEVIDES, H. C., 2003, *Mapa Geológico do Estado do Ceará, Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

CAXITO, F. A.; UHLEIN, A.; DANTAS, E. L.; STEVENSON, R.; SALGADO, S. S.; DUSSIN, I. A.; SIAL, A. N., 2016, *A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana*. Precambrian Research, 282: 97-120.

CLOOS, M., 1993, *Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts*. Geological Society of America Bulletin, 105 (6): 715-737.

COLEMAN, R. G.; LEE, D. E.; BEATTY, L. B.; BRANNOCK, W. W., 1965, *Eclogites and eclogites: their differences and similarities*. Bull. Geol. Soc. Am., 76: 483-508.

CONDIE, K. C., 2001. *Mantle plumes and their record in earth history*. Cambridge University Press, Oxford, UK. 306 pgs.

- CORDANI, U. G.; MELCHER, G. C.; ALMEIDA, F. F. M., 1968, *Outline of the Precambrian geochronology of South America*. Canadian Journal of Earth Sciences, 5: 629-632.
- COSTA, F. G.; CAVALCANTI, J. A. D.; BRAGA, I. F.; VASCONCELOS, A. M.; ARAÚJO, C. E. G.; RODRIGUES, J. B., 2010, *Análise U-Pb do domínio paraderivado do Complexo Canindé do Ceará: evidências de fonte juvenil paleoproterozóica*. Anais do..., 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém.
- COTTA, A. J. B.; ENZWEILER, J., 2012, *Classical and New Procedures of Whole Rock Dissolution for Trace Element Determination by ICP-MS*. Geostandards and Geoanalytical Research, 36 (1): 27-50.
- COUTINHO, J.; KRÄUTNER, H.; SASSI, F.; SCHMID, R.; SEN, S., 2007, *Amphibolite and Granulite*. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (web version). Disponível em < <https://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html> >.
- DE WIT, M. J.; BRITO NEVES, B. B.; TROUW, R. A. J.; PANKHURST, R. J., 2008, *Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: 'the ties that bind'*. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (eds), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 1-8.
- DELGADO, I. M., et al., 2003, *Geotectônica do Escudo Atlântico*. In Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. [eds.], *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Ministério de Minas e Energia. Serviço geológico do Brasil (CPRM).
- DEVEY, C. W.; GARBE-SCHÖNBERG, C. D.; STOFFERS, P.; CHAUVEL, C.; MERTZ, D. F., 1994, *Geochemical effects of dynamic melting beneath ridges: Reconciling major and trace element variations in Kolbeinsey (and global) mid-ocean ridge basalt*. Journal of Geophysical Research, 99 (B5): 9077-9095.
- DUAN, Z.; WEI, C.; QIAN, J., 2015, *Metamorphic P-T paths and Zircon U-Pb age data for the Paleoproterozoic metabasic dykes of high-pressure granulite facies from Eastern Hebei, North China Craton*. Precambrian Research, 271: 295-310.
- ELLIOT, R. B., 1973, *The chemistry of gabbro/amphibolite transitions in South Norway*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 38: 71-79.
- ESKOLA, P., 1921, *On the eclogites of Norway*. Vidensk. Skr. Kristania (Oslo), I, Mat.-Naturv Kl., 8.
- ESKOLA, P., 1939, *Die metamorphen Gesteine*. In Barth, T. F. W.; Correns, C. W.; Eskola, P., *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin: Springer, pgs. 263-407.
- ENZWEILER, J.; VENDEMIATTO, M. A., 2013, *Estimativa da incerteza de medição na determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios X com resultados de controle de qualidade*. Geochimica Brasiliensis, 27(2): 152-160.
- EVANS, B. W.; LEAKE, B. E., 1960, *The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland*. Journal of Petrology, 1: 337-363.
- EWART, E., 1982, *The mineralogy and petrology of Tertiary-recent orogenic volcanic rocks with special reference to the andesite-basaltic composition range*. In: Thorpe, R. S. [edt.], *Andesites*. New York, John Wiley and Sons: 25-87.
- FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, T. J.; VAN SCHMUS, W. R., 1995, *Geocronologia U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total do Estado do Ceará – Resultados Iniciais*. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais do..., 6:467-470.
- FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J., 1997, *Geologic history and framework of Ceará State: Northwest Borborema Province, NE Brazil*. South American Symposium on Isotope Geology, Brazil. Extended Abstracts: 112-114

- FETTER, A. H., 1999, *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceara State, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. [Ph.D. thesis], Department of Geology, Kansas Univ., Lawrence, KS - USA, 164 pgs.
- FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A., 2000, *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica"*. Revista Brasileira de Geociências, 30: 102–106.
- FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E., 2003, *Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana*. Gondwana Research, 6 (2): 265-273.
- FINLOW-BATES, T.; STUMPFL, E. F., 1981, *The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits*. Mineralium Deposita, 16 (2): 319-328.
- FLOYD, P. A.; WINCHESTER, J. A., 1975, *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth and Planetary Science Letters 27: 211-218.
- GALE, A.; DALTON, C. A.; LANGMUIR, C. H.; SU, Y.; SCHILLING, J. G., 2013, *The mean composition of ocean ridge basalts*. Geochim. Geophys. Geosyst., 14, 489–518.
- GARCIA, M. G. M.; ARTHAUD, M. H., 2004, *Caracterização de trajetória P e T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena e Ceará Central (NE Brasil)*. Revista de Geologia (UFC), 17: 173-191.
- GAST, P. W., 1968, *Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 32: 1057-1086.
- GARCIA, M. G. M.; SANTOS, T. J. S.; AMARAL, W. S., 2014, *Provenance and tectonic setting of neoproterozoic supracrustal rocks from the Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil): constraints from geochemistry and detrital zircon ages*. International Geology Review, 54 (4): 481-500.
- GELINAS, L.; MELLINGER, M.; TRUDEL, P., 1982, *Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. 1. Mobility of the major elements*. Canadian Journal of Earth Sciences, 19: 2258-2275.
- GIOIA, S. M. C. L.; PIMENTEL, M. M., 2000, 2000, *The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 72 (2): 219-245.
- GREEN, T. H., 1995, *Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system*. Chemical Geology: 120: 347-359.
- GROMET, L. P.; DYMEK, R. F.; HASKIN, L. A.; KOROTEV, R. L., 1984, *The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 2469-2482.
- HAMELAK, G. M. S., 2015, *Análise geoquímica e isotópica de protólitos e granitos pertencentes ao Arco Margmático de Santa Quitéria - CE*. Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Departamento de Geologia, 160 pgs.
- HART, S. R., 1988, *Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies*. Earth and Planetary Science Letters, 90: 273-296.
- HAWKESWORTH, C. J.; NORRY, M. J.; RODDICK, J. C.; VOLLMER, R., 1979, *¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle*. Nature: 280: 28-31.
- HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGHER, K.; HERGT, J. M.; MCDERMOTT, F., 1994, *Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and melt generation*. Lithos, 33: 169-188.

- HAWKESWORTH, C. J.; TURNER, S. P.; MCDERMOTT, PEATE, D. W.; CALSTEREN, P. P., 1997, *U-Th Isotopes in Arc Magmas: Implications for Element Transfer from the Subducted Crust*. Science, 276: 551-555.
- HERMANN, J.; SPANDLER, C.; HACK, A.; KORSKOV, A. V., 2006, *Aqueous fluids and hydrous melts in highpressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones*. Lithos, 92: 399-417.
- HOFMANN, A. W., 1988, *Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust*. Earth and Planetary Science Letters, 90: 297-314.
- HOFFMANN, A. W.; JOCHUM, K. P.; SEUFERT, M.; WHITE, W. M., 1986, *Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution*. Earth and Planetary Science Letters, 79: 33-45.
- HOFMANN, A. W.; WHITE, W. W., 1982, *Mantle plumes from ancient oceanic crust*. Earth and Planetary Science Letters, 57: 421-436.
- HERMANN, J.; ZHENG, Y. F.; RUBATTO, D., 2013, *Deep fluids in subducted continental crust*. Elements, 9: 281-287
- HUI, H.; NIU, Y.; ZHIDAN, Z.; HUIXIN, H.; DICHENG, Z., 2011, *On the engima of Nb-Ta and Zr-Hf fractionation - A critical review*. Journal of Earth Science, 22 (1): 52-66
- HUMPHRIS, S. E.; THOMPSON, G., 1978, *Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 127-136.
- HURLEY, P. M.; RAND, J. R.; PINSON JR., W. H.; FAIRBAIRN, H. W.; ALMEIDA, F. F. M.; MELCHER, G. C.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P., 1967, *Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages A pre-drift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil*. Science, 157 (3788): 495-500.
- INSTITUTO DE PESQUISA E ESTRATÉGIA ECONÔMICA DO CEARÁ (IPECE), 2007, *Mapa Modelo Digital de Elevação - MDE*. Acesso em 20 de janeiro de 2017. Disponível em <<http://www2.ipece.ce.gov.br/atlas/capitulo1/12/122.htm>>.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A., 1971, *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523-548.
- JANOUSEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V., 2006, *Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit)*. Journal of Petrology 47 (6): 1255-1259.
- JAKES, P.; WHITE, A. J. R., 1969, *Structure of the Melanesian Arcs and correlation with distribution of magma types*. Tectonophysics, 8: 223.
- JAKES, P.; GILL, J., 1970, *Rare Earth elements and the island arc tholeiitic series*. Earth and Planetary Science Letters, 9: 17-28.
- JENSEN, L. S., 1976, *A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks*. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66.
- JOCHUM, K. P.; SEUFERT, H. M.; SPETTEL, B.; PALME, H., 1986, *The solar-system abundances of Nb, Ta, and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50: 1173-1183.
- JOHNSON, T. E.; BROWN, M.; GOODENOUGH, K. M.; CLARK, C.; KINNY, P. D.; WHITE, R. W., 2016, *Subduction or sagduction? Ambiguity in constraining the origin of ultramafic-mafic bodies in the Archean crust of NW Scotland*. Precambrian Research, 283: 89-105.
- KESSEL, R.; SCHMIDT, M. W.; ULMER, P.; PETTKE, T., 2005, *Trace element signature of subduction: zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth*. Nature, 437: 724-727.

- LAZARO, C.; BLANCO-QUINTERO, I. F.; ROJAS-AGRAMONTE, Y.; PROENZA, J. A.; NUNEZ-CAMBRA, K.; GARCIA-CASCO, A., 2013, *First description of a metamorphic sole related to ophiolite obduction in the northern Caribbean: Geochemistry and petrology of the Güira de Jauco Amphibolite complex (eastern Cuba) and tectonic implications*. *Lithos*, 179: 193-210.
- LE BAS, M. J.; STRECKEISEN, A. L., 1991, *The IUGS systematics of igneous rocks*. *Journal of the Geological Society of London* 148: 825-833.
- LE ROEX, A. P.; DICK, H. J. B.; REID, A. M.; FREY, F. A.; ERLANK, A. J.; HART, S. R., 1985, *Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90: 367-380.
- LE ROEX, A. P., 1986, *Geochemical correlation between southern African kimberlites and south Atlantic hotspots*. *Nature*, 324: 243-245.
- LE ROEX, P. J.; LE ROEX, A. P.; SCHILLING, J. G., 2002, *MORB melting processes beneath the southern Mid-Atlantic Ridge (40–55°S): a role for mantle plume-derived pyroxenite*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144: 206-229.
- LEAKE, B. E., 1964, *The chemical distinction between ortho- and para-amfibolites*. *Journal of Petrology*, 5 (2): 238-254.
- LESQUER, A.; BELTRAO, J. F.; ABREU, F. A. M., 1984, *Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data*. *Tectonophysics*, 110: 9-26.
- LUDDEN, J.; GELINAS, L.; TRUDEL, P., 1982, *Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 2276-2287.
- LUDWIG, K. R., 2008 *Manual for Isoplot 3.7*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, No. 4. 77 pgs.
- MANNING, C. E., 2004, *The chemistry of subduction-zone fluids*. *Earth and Planetary Science Letters*, 223: 1–16.
- MARTINS, G.; OLIVEIRA, E. P.; SOUZA, C. R.; LAFON, J. M., 1998, *Geochemistry and Geochronology of the Algodões Sequence, Ceará, NE Brazil: A Paleoproterozoic magmatic arc in the central Ceara Domain of the Borborema Province? XL Congresso Brasileiro de Geologia. Anais do...: 28.*
- MARTINS, G.; OLIVEIRA, E. P.; LAFON, J. M., 2009, *The Algodões amphibolite–tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons*. *Gondwana Research*, 15: 71-85.
- MCCARTHY, T. S.; KABLE, E. J. D., *On the behavior of rare-earth elements during partial melting of granitic rock*. *Chemical Geology*, 22: 21-29.
- MCCULLOCH, M. T.; GAMBLE, J. A., 1991, *Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism*. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 358-374.
- McLENNAN, S. M., 2001, *Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust*. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 2, paper number 2000GC000109.
- MIYASHIRO, A., 1974, *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- MESCHEDÉ, M., 1986, *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- MIYASHIRO, A., 1974, *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*. *American Journal of Science*, 274: 321–355.

- MURTON, B. J.; TAYLOR, R. N.; THIRWALL, M. F., 2002, *Plume–ridge interaction: a geochemical perspective from the Reykjanes Ridge*. *Journal of Petrology*, 43: 1987-2012
- NIU, Y. L.; O'HARA, M. J., 2003, *Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations*. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B4): 1-19.
- NIGGLI, P., 1954, *Rocks and mineral deposits*. San Francisco: W. H. Freeman Co.
- NIXON, P. H.; THIRLWALL, M. F.; BUCKLEY, F.; DAVIES, C. J., 1984, *Depleted and fertile mantle xenoliths from South African kimberlites*. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*, 9: 285-309.
- OLIVEIRA, J. F.; CAVALCANTE, J. C., 1993, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Mombaça, Folha SB.24-V-D-V, Estado do Ceará, Escala 1:100:000*. Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 195 pgs.
- PADILHA, A. L.; VITORELLO, I.; PADUA, M. B.; BOLOGNA, M. S., 2014, *Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: Evidence for Neoproterozoic island arc–continent collision in northeast Brazil*. *Geology*, 42 (1): 91-94.
- PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; WIT, M. J. [eds.], 2008, *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publication, 294. 427pgs.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J., 2005, *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 366 pgs.
- PEARCE, J. A., 1975, *Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus*. *Tectonophysics*, 25: 41-68.
- PEARCE, J. A., 1983, *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*. In: Hawkesworth, C. J.; Norry, M. J. [eds.], *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire.
- PEARCE, J. A., 1996, *A user's guide to basalt discrimination diagrams*. Geological Association of Canada Special Publication 12: 79-113.
- PEARCE, J. A., 2008, *Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust*. *Lithos*, 100: 14-48.
- PEARCE, J. A., 2014, *Immobile element fingerprinting of ophiolites*. *Elements*, 10: 101-108.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R., 1971, *Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y*. *Earth Planetary Science Letters*, 12: 339–349.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R., 1973, *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses*. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A.; NORRY, M. J., 1979, *Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47.
- PEARCE, J. A.; PEATE, D. W., 1995, *Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251-285.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R., 1976, *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- PERFIT, M. R.; GUST, D. A.; BENCE, A. E.; ARCULUS, R. J.; TAYLOR, S. R., 1980, *Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources*. *Chemical Geology*, 30: 227-256.

PESSOA, R. R.; BRITO-NEVES, B. B.; KAWASHITE, K.; PESSOA, D. R.; FUCK, R. A., 1986. *Contribuição ap estudo da evolução geochronológica do Macico de Tróia - CE*. XII Simposio de Geologia do Nordeste, João Pessoa. *Anais do...*: 75-83

PLANK, T.; LANGMUIR, C. H., 1988, *An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts*. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 349-370.

PLANK, T., 2005, *Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents*. *Journal of Petrology*, 46 (5): 921-944.

ROLLINSON, H. R., 1983, *The geochemistry of mafic and ultramafic from the Archaean greenstone belts of Sierra Leone*. *Mineralogical Magazine*, 344: 267-280.

RUDNICK, R. L.; GAO, S., 2003, *Composition of the Continental Crust*. In: HOLLAND, H.; TUREKIAN, K. K. [eds.], *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, 3 (1): 1-64.

RUDNICK, R. L.; McLENNAN, S. M.; TAYLOR, S. R., 1985, *Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1645-1655.

SANTOS, E. J., 1996, *Estudo Preliminar sobre Terrenos e Tectônica Acrescionária na Província Borborema*. *Anais do...*; XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 6: 47-50.

SANTOS, T. J. S.; DANTAS, E. L.; ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; FETTER, A. H., 2004, *Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará*. XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. *Anais do...*, 7: 1175

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; NOGUEIRA NETO, J. A., 2008, *Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa*. In Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito Neves, B. B.; Wit, M. J. [eds.], 2008, *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publication, 294. 427 pgs.

SANTOS, T. J. S.; GARCIA, M. G. M.; AMARAL, W. S.; CABY, C.; WERNICK, E.; ARTHAUD, M. H.; DANTAS, M. H.; SANTOSH, M., 2009, *Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana*. *Gondwana Research*, 15: 454-470.

SANTOS, T. J. S.; AMARAL, W. S.; ANCELM, M. F.; PITARELLO, M. Z.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L., 2015, *U-Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: implications for western Gondwana assembly*. *Gondwana Research*, 28: 1183-1196.

SAUNDERS, A. D.; NORR, M. J.; TARNEY, J., 1988, *Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints*. *Journal of Petrology*, Special Lithosphere Issue, 415-445.

SCHILLING, J. G.; ZAJAC, M.; EVANS, R.; JOHNSTON, T.; WHITE, W.; DEVINE, J. D.; KINGSLEY, R., 1983, *Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27°N to 73°N*. *American Journal of Sciences*, 283: 510-583.

SERRANO, L.; FERRARI, F.; MARGARITA, L. M.; PETRONE, C. M.; JARAMILLO, C., 2011, *An integrative geologic, geochronological and geochemical study of Gorgona Island, Colombia: Implications for the formation of the Caribbean Large Igneous Province*. *Earth and Planetary Science Letters*, 309 (3-4): 324-336.

SCHREIBER, H. D., 1979, *Experimental studies of nickel and chromium partitioning into olivine from synthetic basaltic melts*. *Proceedings from...*; 10th Lunar and Planetary Science Conference, 1: 509-516.

BEST, M. G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Publishing, 2ed. 758 pgs.

SHERVAIS, J. W., 1982, *Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.

- SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P., 2015, *Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: forty years of studies*. Journal of South American Earth Sciences, 68: 113-133.
- SÖDERLUND, U.; PATCHETT, J. P.; VERVOOT, J. D.; ISACHEN, C. E., 2004, *The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions*. Earth and Planetary Science Letters, 219: 311–324.
- SOUZA FILHO, O.A.; OLIVEIRA, F. V. C.; PAIVA, I. O.; CAVALCANTE, J. C.; ARTHAUD, M. H., 1999, *Folha SA.24-Y-D-V 1:100.000 - Irauçuba*. Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- SUN, S. S.; McDONOUGH, W. F., 1989, *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Sauters, A. D.; Norry, M. J. [eds.], *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42: 313-345.
- TATSUMI, Y.; HAMILTON, D. L.; NESBITT, R. W., 1986, *Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high pressure experiments and natural rocks*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 29: 293-309.
- THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; MATTEY, D. P.; DICKIN, A. P.; MOORBATH, S., 1980, *An assessment of the Th–Hf–Ta diagram as a discriminant for tectonomagmatic classifications and in the detection of crustal contamination of magmas*. Earth and Planetary Science Letters, 50: 1-10.
- THORKELSON, D. J.; TAYLOR, R. P., 1989, *Cordilleran slab windows*. Geology, 17 (9): 833-836.
- THORKELSON, D. J., 1996, *Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation*. Tectonophysics, 255 (1-2): 47-63.
- TORRES, P. F.; CAVALCANTE, J. C.; PALHETA, E. S. M.; VASCONCELOS, A. M.; OLIVEIRA, F. V., 2007, *Mapa geológico da Folha Quixadá SB.24-V-B, Escala 1:250.000*. Serviço Geológico do Brasil - CPRM.
- TURNER, F. J., 1980, *Metamorphic petrology*. New York: McGraw-Hill: 524 pgs.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO-NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M., 1995. *U/Pb and Sm/Nd Geochronological studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil — initial conclusions*. Journal of South American Earth Sciences 8, 267–288.
- VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA FILHO, A. F.; TOTEU, S. F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I. P., 2008, *Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt*. In Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito Neves, B. B.; Wit, M. J. [eds.], 2008, *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publication, 294. 427pgs.
- VENDEMIATTO, M. A.; ENZWEILER, J., 2001, *Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry*. Geostandards Newsletter, The Journal of Geostandards and Geoanalysis 25: 103-112.
- WALKER, K. R.; JOPLIN, G. A.; LOVERING, J. F.; GREEN, R., 1960, *Metamorphic and metasomatic convergence basin of igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Pre-Cambrian of north-western Queensland*. Journal of the Geological Society of Australia, 6: 149-177.
- WANG, D.; GUO, J.; HUANG, G.; SCHELTENS, M., 2015, *The Neoarchean ultramafic–mafic complex in the Yinshan Block, North China Craton: Magmatic monitor of development of Archean lithospheric mantle*. Precambrian Research, 270: 80-99.
- WEAVER, B. L., 1991, *The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints*. Earth and Planetary Science Letters, 104: 381-397.
- WHITE, W. M., 1985, *Sources of oceanic basalts: radiogenic isotope evidence*. Geology, 13: 115-118.
- WHITE, W. M.; PATCHETT, J., 1984, *Hf–Nd–Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust–mantle evolution*. Earth and Planetary Science Letters, 67: 167-185.

WILCOX, R. E; POLDERVAART, A., 1958, *Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roan Mountain area, North Carolina*. Bulletin of the Geological Society of America, 69: 1323-1368.

WILSON, M., 2007, *Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach*. Springer, 480 pgs.

WIMMENAUER, W.; BRYHNI, I., 2007, Migmatites and related rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (web version). Disponível em <<https://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html>>.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A., 1977, *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, 20: 325-343.

WINKLER, H. G. F., 1979, *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlin: Springer-Verlag Inc, 5 ed., 348 pgs.

WOOD, D. A; JORON, J. L.; TREUIL, M., 1979, *A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings*. Earth and Planetary Science Letters, 45: 326-336.

XIAO, Y.; LAVIS, S.; NIU, Y.; PEARCE, J. A.; LI, H.; WANG, H.; DAVIDSON, J., 2012, *Trace-element transport during subduction-zone ultrahigh-pressure metamorphism: evidence from western Tianshan, China*. Geologic Society of America Bulletin, 124 (7-8): 1113-1129.

XIMENES, D. R. B., 2016, *Petrogênese da sequência metassedimentar em Canindé, Complexo Ceará, Província Borborema*. Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Departamento de Geologia. 121 pgs.

YARDLEY, B. W. D., 1989, *An introduction to metamorphic petrology*. Essex: Longman Group UK Ltd, 248 pgs.

ZHANG, Y; WANG, Y., 2016, *Early Neoproterozoic (~840 Ma) arc magmatism: Geochronological and geochemical constraints on the metabasites in the Central Jiangnan Orogen*. Precambrian Research, 275: 1-17.

ZHENG, Y. F., 2009, *Fluid regime in continental subduction zones: petrological insights from ultrahigh-pressure metamorphic rocks*. Journal of the Geological Society of London, 166: 763-782.

ZHENG, Y. F.; XIA, Q. X.; CHEN, R. X.; GAO, X. Y., 2011, *Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision*. Earth-Science Reviews, 107: 342-374.

ZHENG, Y. F., 2012, *Metamorphic geodynamics in continental subduction zones*. Chemical Geology, 328: 5-48.

ZINCONI, S. A., 2011, *Petrogênese do Batólito Santa Quitéria: implicações ao magmatismo Brasileiro na porção norte da Província Borborema, NE Brasil*. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 205 pgs.

ZINDLER, A.; HART, S., 1986, *Chemical geodynamics*. Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences, 14: 493-571.

APÊNDICE I – Resultados analíticos

Amostra	TJJV-01 Hnb-gnais.	TJJV-02 Anfib.	TJJV-05 Riolito	TJJV-07 Anfib.	TJJV-12A Anfib.	TJJV-12B Anfib.	TJJV-28A Grt-gnais.	TJJV-28B Grt-xisto	TJJV-41 Grt-xisto	TJJV-45-A Anfib.	TJJV-45-C Anfib.	TJJV-46 Metacalc.
SiO ₂	55	43	75	47	49	45	81	68	63	50	50	23
TiO ₂	0,99	3,67	0,03	3,31	3,15	1,55	0,57	0,84	1,23	2,01	1,90	0,07
Al ₂ O ₃	12,43	13,74	13,43	14,06	13,62	10,55	8,86	15,05	14,97	14,14	14,06	2,89
Fe ₂ O ₃	8,54	15,57	0,83	15,99	13,45	14,41	3,79	5,60	7,97	13,40	12,88	0,82
MnO	0,14	0,17	0,05	0,22	0,18	0,20	0,03	0,03	0,11	0,21	0,20	0,05
MgO	9,17	7,44	0,04	6,05	5,47	16,79	1,15	1,79	3,18	5,83	6,27	0,75
CaO	7,66	8,36	0,82	9,52	11,38	6,85	0,71	0,64	2,42	9,03	10,13	38,94
Na ₂ O	0,91	0,05	4,11	2,28	2,09	1,46	1,42	1,27	2,55	3,25	2,84	0,51
K ₂ O	2,82	0,02	4,22	0,43	0,39	0,18	2,13	4,10	2,99	1,40	1,13	0,66
P ₂ O ₅	0,74	1,47	0,01	0,41	0,40	0,18	0,03	0,10	0,19	0,24	0,23	0,11
LOI	1,70	6,74	0,92	0,80	1,46	2,43	0,70	1,89	1,22	0,91	0,66	32,00
Soma	99,70	100,00	99,80	100,10	100,20	99,70	100,20	99,30	99,40	100,20	100,20	99,80

Li	57,99	16,89	14,66	27,81	3,86	56,33	8,14	4,58
Be	1,03	1,36	1,23	0,65	0,15	1,91	0,99	0,82
V	223,93	300,64	342,48	229,84	5,03	111,07	301,69	291,81
Cr	101,76	52,91	140,84	857,97	3,33	66,40	52,96	87,23
Co	47,55	47,51	41,35	83,24	0,87	13,14	43,72	42,58
Ni	59,00	44,71	63,30	445,61	1,17	23,39	30,09	35,26
Cu	20,74	31,68	44,87	50,55	1,27	18,11	32,27	42,70
Zn	289,07	169,15	131,93	119,51	7,25	90,39	105,81	101,38
Ga	19,81	26,08	20,75	14,33	1,53	20,99	17,56	16,88
Rb	0,98	8,55	9,34	5,51	9,30	184,00	65,71	51,49
Sr	303,32	447,92	305,10	94,88	7,06	84,36	165,58	176,50
Y	49,58	31,30	30,26	18,13	2,01	18,32	30,83	29,74
Zr	176,07	164,09	98,91	74,33	37,99	262,79	113,61	98,86
Nb	13,45	23,53	19,91	11,16	1,32	15,50	19,97	18,34
Mo	0,23	1,25	0,80	0,24	0,03	0,28	1,32	0,82
Cd	0,15	0,11	0,10	0,08	<LD	<LD	0,07	0,10
Sn	1,74	2,25	3,26	0,99	0,23	3,03	1,80	1,79
Sb	0,37	0,11	0,31	0,14	<LD	0,01	0,11	0,16
Cs	0,07	0,19	0,23	0,97	0,58	7,95	0,30	0,33
Ba	37,31	163,81	56,24	25,43	50,78	604,35	192,49	178,94
La	30,46	23,56	18,85	10,34	4,36	37,65	17,80	16,79
Ce	68,91	49,24	41,32	21,91	8,66	73,72	36,59	34,43
Pr	10,03	6,95	5,84	3,15	1,01	8,75	4,93	4,71
Nd	45,08	29,71	25,65	13,85	3,64	31,55	20,54	19,36
Sm	11,18	7,61	6,64	3,67	0,74	6,61	5,27	5,07
Eu	3,78	2,41	2,28	1,25	0,07	1,44	1,69	1,63
Gd	9,97	6,87	6,10	3,43	0,60	5,34	5,04	4,87
Tb	1,56	1,11	0,98	0,57	0,08	0,75	0,89	0,85
Dy	9,30	6,38	6,00	3,53	0,42	3,94	5,67	5,50
Ho	1,88	1,22	1,19	0,69	0,07	0,73	1,19	1,15
Er	4,90	3,12	3,04	1,80	0,19	1,92	3,28	3,16
Tm	0,64	0,40	0,40	0,23	0,02	0,25	0,44	0,44
Yb	4,06	2,47	2,50	1,48	0,14	1,69	3,00	2,92
Lu	0,62	0,37	0,37	0,22	0,02	0,26	0,45	0,45
Hf	4,33	4,45	2,95	2,09	0,99	7,30	3,27	2,89
Ta	0,83	1,58	1,36	0,77	0,13	1,16	1,39	1,20
W	7,85	3,03	2,75	2,50	0,23	2,75	2,00	2,65
Pb	18,03	5,86	4,02	3,43	1,00	16,81	3,74	5,23
Bi	0,29	0,17	0,47	0,16	0,01	0,12	0,20	0,15
Th	1,48	2,00	2,00	1,23	1,24	11,73	2,34	2,27
U	0,70	0,72	0,60	0,33	0,46	2,64	1,10	0,71

Amostra	TJJV-47	TJJV-48	TJJV-50	TJJV-53	TJJV-54	TJJV-55	TJJV-56	TJJV-57	TJJV-58	TJJV-59	TJJV-75	TJJV-66B
	Anfib.	Metacalc.	Gnais. máf.	Anfib.	Anfib.	Anfib.	Anfib.	Anfib.	Anfib.	Anfib.	Anfib.	Anfib.
SiO ₂	49	35	49	54	52	50	49	51	46	47	49	69
TiO ₂	3,07	1,27	0,63	2,25	3,65	1,98	1,22	1,13	2,21	2,56	0,55	0,44
Al ₂ O ₃	13,07	23,10	15,49	13,47	13,27	13,81	15,01	15,24	16,38	14,19	15,78	13,79
Fe ₂ O ₃	14,20	8,14	11,18	14,75	15,44	13,52	10,90	11,34	11,06	13,25	11,39	5,17
MnO	0,19	0,16	0,18	0,22	0,22	0,18	0,17	0,17	0,16	0,18	0,21	0,11
MgO	5,53	2,73	7,51	2,94	4,17	6,39	7,44	6,92	8,08	7,84	8,03	2,15
CaO	9,90	18,79	10,51	6,99	6,82	9,95	11,37	9,85	12,45	10,98	10,59	3,58
Na ₂ O	2,48	0,08	3,00	3,16	1,95	2,94	2,46	3,42	2,65	2,51	3,46	3,25
K ₂ O	0,87	1,47	0,97	1,05	1,95	0,49	0,61	0,44	0,61	0,50	0,41	1,64
P ₂ O ₅	0,37	0,45	0,06	1,09	0,48	0,22	0,11	0,10	0,28	0,26	0,09	0,10
LOI	1,10	8,02	0,63	0,06	0,04	0,94	0,86	0,93	0,49	0,85	0,73	1,12
Soma	100,10	99,20	99,40	99,70	100,00	100,10	99,20	100,30	100,00	100,20	100,10	100,40

Li	7,75		12,54	16,10	10,68	20,38	15,27	41,42	7,84	15,05	8,39	81,19
Be	0,83		0,45	2,51	1,89	0,80	0,40	0,99	1,58	0,84	0,30	3,24
V	12,93		272,18	53,27	278,52	306,49	268,27	242,47	274,89	302,19	249,83	231,97
Cr	7,41		42,89	0,59	6,83	37,03	249,84	247,37	305,64	225,93	175,44	940,05
Co	2,17		45,08	19,33	31,45	48,95	42,79	41,69	40,38	47,94	43,54	55,08
Ni	4,51		34,23	<LD	8,52	54,07	115,83	119,61	110,15	88,63	101,26	221,64
Cu	9,43		35,94	12,58	32,28	37,14	25,52	51,93	46,20	85,30	33,52	118,56
Zn	13,90		68,86	161,05	179,60	114,93	86,21	92,50	99,68	126,82	87,85	100,09
Ga	4,40		13,64	23,57	19,84	16,37	15,66	16,16	19,34	20,13	12,95	15,74
Rb	31,91		17,08	30,20	81,51	15,75	10,30	9,55	11,64	8,60	6,93	400,19
Sr	500,41		514,53	207,22	198,63	158,53	106,29	87,33	318,65	193,36	282,43	346,50
Y	6,97		12,69	56,31	40,55	29,34	29,81	29,06	27,45	28,24	12,28	25,96
Zr	32,13		38,17	359,33	235,05	97,03	31,42	59,15	71,25	107,50	17,24	215,54
Nb	2,48		1,01	49,59	41,36	21,83	1,76	4,84	18,68	18,63	0,65	11,65
Mo	0,47		0,12	0,73	0,26	0,66	0,19	0,14	0,96	0,76	0,22	0,21
Cd	0,06		0,12	0,11	0,08	0,10	0,12	0,10	0,09	0,09	0,06	0,02
Sn	0,56		0,41	3,30	3,39	1,12	0,66	0,84	1,63	1,70	0,40	4,92
Sb	0,02		0,09	0,05	0,03	0,07	0,14	0,21	0,04	0,07	0,06	0,02
Cs	1,14		0,09	1,71	3,63	0,16	0,18	0,22	0,31	0,19	0,08	13,90
Ba	160,45		171,57	33,24	193,82	79,58	31,89	23,82	69,69	56,48	59,33	2003,78
La	10,16		4,91	50,47	17,91	18,61	3,19	4,46	17,22	19,48	4,63	52,25
Ce	17,42		10,12	109,01	45,63	35,32	7,38	10,16	37,44	36,63	7,07	129,63
Pr	2,23		1,46	14,55	6,54	4,85	1,50	1,73	5,20	5,48	1,32	18,52
Nd	7,90		6,88	60,17	28,67	20,18	7,92	8,58	22,11	23,30	6,03	78,81
Sm	1,66		2,17	14,53	7,94	4,88	3,02	3,11	5,62	6,13	1,85	16,44
Eu	0,37		0,73	4,24	2,56	1,57	1,10	1,10	1,88	1,90	0,66	3,50
Gd	1,36		2,06	12,76	7,28	4,81	3,54	3,48	5,25	5,62	1,82	11,08
Tb	0,19		0,37	1,97	1,28	0,83	0,73	0,71	0,88	0,93	0,34	1,28
Dy	1,07		2,38	11,40	7,92	5,29	5,21	5,08	5,42	5,67	2,20	5,45
Ho	0,22		0,50	2,22	1,59	1,10	1,13	1,12	1,08	1,11	0,48	0,94
Er	0,57		1,37	5,88	4,19	2,99	3,18	3,18	2,85	2,88	1,34	2,44
Tm	0,08		0,19	0,76	0,55	0,40	0,45	0,44	0,37	0,37	0,19	0,27
Yb	0,49		1,27	4,76	3,67	2,67	3,06	2,97	2,37	2,33	1,27	1,71
Lu	0,08		0,21	0,70	0,55	0,40	0,48	0,46	0,35	0,39	0,20	0,24
Hf	0,83		1,18	9,01	6,15	2,78	1,29	1,83	2,32	3,13	0,61	5,47
Ta	0,19		0,09	3,32	2,43	1,41	0,19	0,33	1,25	1,26	0,05	0,53
W	0,95		1,63	1,61	1,13	0,82	0,84	0,72	1,36	0,61	0,50	0,82
Pb	9,51		4,81	7,42	3,74	6,20	3,81	2,28	12,43	4,61	2,84	5,61
Bi	0,12		0,38	0,19	0,11	0,07	0,09	0,05	0,23	0,12	0,09	0,13
Th	2,16		1,44	5,96	3,53	1,81	0,15	0,68	2,12	1,75	0,26	8,59
U	1,09		0,41	2,29	1,14	0,44	0,15	0,20	0,93	0,71	0,15	1,91

Amostra	TJJV-89 Anfib.	TJJV-91 Bt-gnais.	TJJV-92 Anfib.	TJJV-96 Anfib.	TJJV-97 Anfib.	TJJV-100 Anfib.	TJJV-107 Anfib.	TJJV-112-A Anfib.	TJJV-114 Bt-gnais.	TJJV-136 Anfib.	TJJV-138 Anfib.	TJJV-140 Gnais. máf.
SiO ₂	45	57	49	49	45	50	52	53	47	49	49	49
TiO ₂	1,37	0,10	0,56	0,74	0,62	1,07	0,40	1,04	2,00	1,16	2,51	1,42
Al ₂ O ₃	9,08	3,02	16,64	14,71	14,57	15,03	10,73	15,42	16,17	13,67	13,56	15,65
Fe ₂ O ₃	11,35	7,11	10,25	10,72	9,61	14,47	9,30	13,71	12,24	13,35	14,54	11,68
MnO	0,18	0,16	0,17	0,22	0,29	0,23	0,20	0,21	0,18	0,23	0,23	0,21
MgO	13,24	22,79	7,00	7,85	5,34	5,23	11,01	5,25	5,92	7,01	6,06	5,31
CaO	10,90	9,18	11,35	13,41	22,29	10,13	13,23	8,25	12,51	11,33	10,80	11,53
Na ₂ O	0,74	0,33	2,71	2,46	0,43	2,55	1,30	2,56	2,97	2,44	2,03	3,35
K ₂ O	4,89	0,06	1,02	0,41	0,12	0,49	0,52	0,26	0,20	0,76	0,54	1,08
P ₂ O ₅	1,11	0,02	0,10	0,08	0,31	0,21	0,05	0,21	0,27	0,09	0,21	0,23
LOI	1,86	0,47	0,93	0,50	0,98	0,56	1,17	0,38	0,97	0,96	0,14	0,39
Soma	99,60	100,20	100,00	99,90	99,50	100,20	100,30	100,30	100,10	100,20	99,90	100,10

Li	9,93	32,38	12,63	9,31	11,92	16,72	13,06	22,53	16,73	14,39	6,29	23,40
Be	0,52	0,80	0,41	0,28	1,02	0,59	0,47	0,81	0,73	0,71	1,15	1,44
V	60,27	94,35	247,43	252,28	316,47	461,03	230,62	436,47	336,24	356,23	383,33	243,44
Cr	2265,59	42,98	161,83	694,80	77,51	16,47	1359,57	44,68	159,01	143,41	96,65	165,19
Co	71,97	9,51	38,85	50,33	19,15	35,64	41,11	37,30	48,25	46,91	43,12	36,98
Ni	1978,76	19,80	58,03	215,53	27,03	14,28	183,30	30,76	117,17	88,53	62,12	69,87
Cu	0,93	1,79	74,09	16,55	1,40	45,74	83,91	188,47	24,04	53,84	55,73	17,76
Zn	77,80	51,27	68,78	79,38	70,36	122,17	74,29	112,82	87,20	88,98	95,26	84,08
Ga	5,59	13,27	14,47	13,63	22,99	17,72	10,86	16,89	19,54	16,03	20,57	18,16
Rb	4,56	49,29	24,07	8,25	3,10	6,95	9,57	5,64	3,14	12,66	10,16	13,68
Sr	13,96	199,54	347,86	195,34	415,91	402,87	130,38	405,41	362,64	234,14	177,85	359,61
Y	2,00	20,68	12,89	18,49	10,38	20,25	21,82	21,67	32,33	25,38	34,02	24,30
Zr	3,17	89,83	18,05	30,37	17,45	33,72	35,17	38,06	99,38	43,32	84,32	67,04
Nb	0,60	2,10	0,66	1,47	4,57	1,21	1,66	1,37	4,87	1,84	11,73	10,33
Mo	0,04	0,10	0,11	0,11	0,56	0,19	0,10	0,12	0,31	0,35	0,33	0,34
Cd	0,16	0,03	0,07	0,07	0,29	0,20	0,10	0,10	0,11	0,09	0,11	0,08
Sn	0,31	0,82	0,24	0,50	3,04	0,30	0,54	0,55	1,07	0,53	3,46	1,02
Sb	0,01	0,01	0,05	0,06	0,09	0,06	0,03	0,05	0,10	0,19	0,03	0,07
Cs	0,04	2,57	0,18	0,06	1,03	0,08	0,33	0,17	0,05	0,29	0,20	0,21
Ba	24,42	439,12	256,57	83,62	31,19	391,53	248,72	71,79	91,48	215,07	58,42	277,49
La	2,97	8,91	3,47	4,07	4,11	8,30	6,82	7,54	8,69	4,03	14,65	14,23
Ce	5,04	19,44	6,83	6,55	8,46	14,93	16,23	15,39	23,36	7,19	32,71	22,63
Pr	0,60	2,68	1,08	1,33	1,17	2,58	2,59	2,27	3,74	1,33	4,85	3,83
Nd	2,02	11,07	5,03	6,08	5,04	11,14	11,53	10,34	17,70	6,55	20,56	16,18
Sm	0,37	2,87	1,52	1,89	1,25	2,95	3,05	2,97	5,02	2,31	5,40	3,97
Eu	0,31	0,85	0,65	0,72	0,61	1,11	0,84	1,07	1,96	0,94	1,84	1,43
Gd	0,36	3,00	1,75	2,31	1,41	3,16	3,16	3,26	5,46	2,92	5,70	4,30
Tb	0,05	0,53	0,33	0,45	0,25	0,53	0,57	0,57	0,94	0,60	1,00	0,71
Dy	0,30	3,33	2,12	3,01	1,60	3,39	3,60	3,59	5,89	4,08	6,20	4,29
Ho	0,06	0,73	0,48	0,67	0,36	0,74	0,80	0,79	1,22	0,92	1,29	0,91
Er	0,19	2,27	1,38	1,99	1,09	2,18	2,35	2,32	3,48	2,72	3,60	2,55
Tm	0,03	0,32	0,19	0,27	0,16	0,30	0,33	0,32	0,46	0,38	0,47	0,34
Yb	0,19	2,31	1,30	1,84	1,17	2,03	2,26	2,15	3,09	2,59	3,11	2,24
Lu	0,03	0,36	0,21	0,27	0,19	0,31	0,34	0,34	0,46	0,40	0,45	0,34
Hf	0,09	2,93	0,66	1,06	0,67	1,11	1,41	1,33	2,91	1,47	2,64	2,19
Ta	0,07	0,17	0,06	0,14	0,26	0,09	0,13	0,13	0,38	0,23	1,11	0,77
W	0,03	0,09	0,20	0,25	0,55	0,42	0,11	0,16	0,19	1,38	1,90	0,94
Pb	0,56	8,58	4,09	2,14	7,05	12,35	1,79	5,85	1,52	4,47	2,17	6,34
Bi	0,17	0,06	0,16	0,13	2,67	0,14	0,07	0,10	0,02	0,59	0,15	0,48
Th	0,31	1,59	0,32	0,19	0,47	0,65	0,64	1,13	0,50	0,36	0,84	1,23
U	0,15	0,45	0,25	0,11	4,67	0,39	0,23	0,47	0,16	0,47	0,34	0,59

Amostra	TJJV-141 Anfib.	TJJV-146 Anfib.	TJJV-173 Anfib.
SiO ₂	49	50	48
TiO ₂	1,98	1,17	0,79
Al ₂ O ₃	14,00	13,88	15,28
Fe ₂ O ₃	14,11	11,51	9,74
MnO	0,21	0,18	0,21
MgO	6,72	8,18	8,72
CaO	10,38	12,27	11,62
Na ₂ O	0,66	1,42	2,47
K ₂ O	0,60	0,54	1,55
P ₂ O ₅	0,24	0,09	0,12
LOI	2,38	0,98	1,60
Soma	100,10	99,90	100,30

Li	15,03	6,85	16,81
Be	1,71	0,43	0,57
V	330,84	305,95	222,50
Cr	161,52	297,69	89,50
Co	49,65	45,64	39,47
Ni	89,60	134,26	60,82
Cu	36,02	40,56	9,36
Zn	129,37	76,47	100,05
Ga	20,34	15,59	14,23
Rb	9,21	9,46	36,78
Sr	262,61	301,89	291,12
Y	30,31	17,43	21,97
Zr	108,91	49,00	24,17
Nb	10,21	4,15	0,99
Mo	0,29	0,31	0,41
Cd	0,10	0,10	0,19
Sn	1,72	0,60	0,53
Sb	0,03	0,12	0,03
Cs	0,36	0,36	0,23
Ba	126,14	151,81	125,13
La	14,28	5,08	5,45
Ce	32,15	11,39	12,54
Pr	4,52	1,83	2,05
Nd	19,31	8,57	9,07
Sm	5,00	2,57	2,70
Eu	1,83	1,02	1,06
Gd	5,29	2,81	3,10
Tb	0,90	0,51	0,58
Dy	5,48	3,17	3,76
Ho	1,15	0,67	0,81
Er	3,20	1,85	2,41
Tm	0,42	0,24	0,33
Yb	2,81	1,57	2,26
Lu	0,42	0,24	0,35
Hf	3,16	1,60	1,05
Ta	0,66	0,40	0,10
W	2,38	9,89	0,34
Pb	8,93	4,34	4,14
Bi	0,60	0,20	0,07
Th	1,37	0,40	0,48
U	0,45	0,41	0,50

APÊNDICE II – Normas Niggli calculadas

Tabela 2 - Normas Niggli.

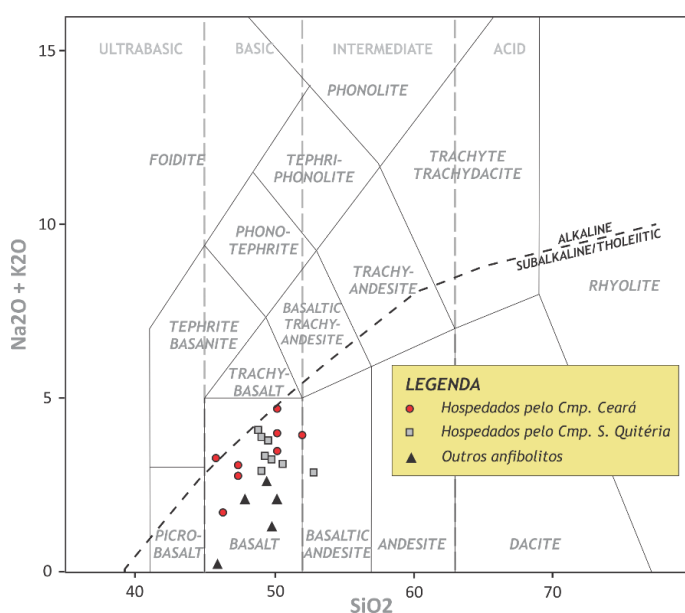
	TJJV-02	TJJV-07	TJJV-12A	TJJV-12B	TJJV-45A	TJJV-45C	TJJV-54	TJJV-55	TJJV-56	TJJV-58	TJJV-59	TJJV-75
si	106.671	111.531	118.732	88.187	121.334	119.252	143.332	118.873	113.508	98.327	105.375	108.655
al	20.206	19.630	19.614	12.158	20.320	19.810	21.552	19.463	20.454	20.780	18.710	20.673
fm	57.288	50.317	45.029	70.497	46.225	45.931	49.670	47.477	44.960	44.135	48.809	46.064
c	22.354	24.167	29.798	14.353	23.594	25.952	20.140	25.496	28.172	28.717	26.323	25.225
alk	0.153	5.887	5.559	2.992	9.861	8.306	8.638	7.564	6.415	6.368	6.158	8.038
k	0.208	0.110	0.109	0.075	0.221	0.207	0.397	0.099	0.140	0.132	0.116	0.072
mg	0.483	0.425	0.443	0.694	0.459	0.487	0.345	0.480	0.571	0.588	0.536	0.578
c/fm	6.896	5.903	5.782	2.282	3.686	3.411	7.576	3.553	2.121	3.581	4.303	0.918
ti	1.548	0.412	0.411	0.151	0.252	0.228	0.555	0.224	0.106	0.257	0.245	0.085
p	0.390	0.480	0.662	0.204	0.510	0.565	0.405	0.537	0.627	0.651	0.539	0.548
qz	6.059	-12.015	-3.506	-23.783	-18.110	-13.973	8.779	-11.382	-12.151	-27.145	-19.258	-23.498

	TJJV-92	TJJV-96	TJJV-100	TJJV-112A	TJJV-136	TJJV-138	TJJV-141	TJJV-146	TJJV-173	TJJV-183A	TJJV-183B	TJF5-258
si	113.135	107.074	121.450	136.460	112.461	117.261	118.500	112.777	106.220	117.817	115.163	102.824
al	22.523	18.994	21.404	23.363	18.419	19.004	20.019	18.566	19.858	23.232	21.019	17.517
fm	42.015	43.723	45.636	47.103	47.307	47.976	50.513	47.687	45.224	42.364	45.643	49.454
c	27.933	31.484	26.230	22.727	27.757	27.521	26.987	29.841	27.457	30.962	29.539	29.224
alk	7.529	5.799	6.729	6.807	6.517	5.499	2.481	3.906	7.461	3.442	3.798	3.806
k	0.198	0.099	0.112	0.063	0.170	0.149	0.374	0.200	0.292	0.099	0.042	0.254
mg	0.571	0.587	0.413	0.427	0.505	0.448	0.481	0.581	0.634	0.563	0.561	0.600
c/fm	0.963	1.220	1.942	2.006	1.987	4.498	3.609	1.993	1.306	1.184	1.287	2.691
ti	0.095	0.073	0.213	0.223	0.084	0.209	0.250	0.090	0.113	0.062	0.065	0.092
p	0.665	0.720	0.575	0.482	0.587	0.574	0.534	0.626	0.607	0.731	0.647	0.591
qt	-16.980	-16.121	-5.468	9.232	-13.607	-4.737	8.575	-2.849	-23.624	4.047	-0.029	-12.399

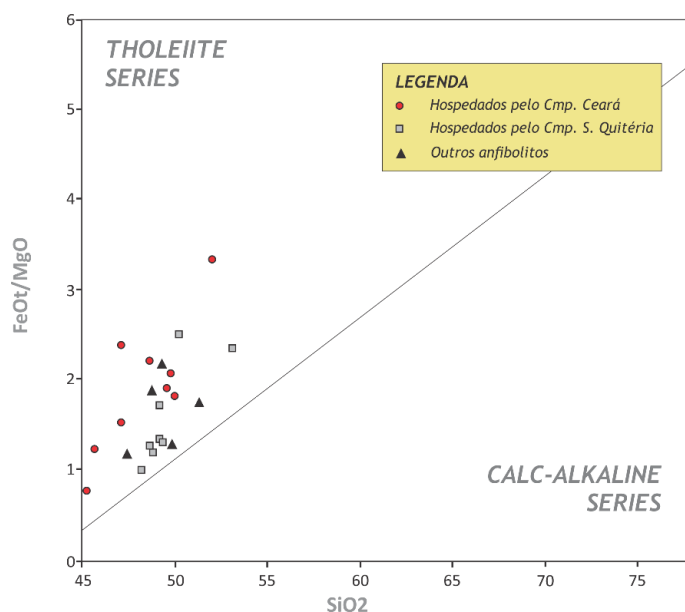
APÊNDICE III – Outros diagramas importantes

Optou-se pela apresentação dos diagramas de Le Bas & Streckeisen, (1991), Miyashiro (1974) e Peccerillo & Taylor (1976) na forma de apêndice pois sua inclusão no texto duplicava informação que, julga-se, ter sido obtida com diagramas similares. A escolha dos diagramas usados no texto levou em conta o conjunto de elementos usados em sua confecção (existe clara preferência por aqueles que fazem uso de elementos menores ou traços tidos como imóveis) e a frequência com a qual aparecem na literatura.

A – Diagrama de classificação de Le Bas & Streckeisen (1991)



B – Diagrama de distinção entre séries magmáticas de Miyashiro (1974)



C – Diagrama para distinção entre séries magmáticas alcalinas de Peccerillo & Taylor (1976)

